This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

With the author's best compliments

C. Diener

1322

DER GEBIRGSBAU

DER

WESTALPEN.

VON

Dr. K. CARL DIENER,
PRIVAT-DOCENT AN DER K. K. UNIVERSITÄT IN WIEN.

MIT ZWEI KARTEN-BEILAGEN.

PRAG. F. TEMPSKY. WIEN. F. TEMPSKY BUCHHÄNDLER DER KAIS. AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN. LEIPZIG. G. FREYTAG.

1891.

551.43
D562

Druck von ADOLF HOLZHAUSEN in Wien,
K. UND K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKER.

Inhalt.

Einleitung. Seite

Tektonische Verbindung der West- und Ostalpen. — Fremdartige Stellung des Adula-Systems. — Einheitlichkeit der nördlichen Kalkzone der Westalpen und der ostalpinen Sandsteinzone. — Gegensatz der Flysch- und Triaszone der Ostalpen. — Schwierigkeiten einer exacten Beantwortung der Frage nach dem tektonischen Zusammenhange der West- und Ostalpen. — Begriff einer Gebirgszone als einer tektonischen Einheit höherer Ordnung. — Inhalt der folgenden Theile des Buches 1

I. Abschnitt. Die Structur des italienisch-französischen Alpengebietes.

Der Bau der Alpen des Dauphiné. — Kalkzone des Dauphiné. — Zone des Montblanc. — Zone des Briançonnais. — Zone des Monte Rosa. — Perm und Trias in den piemontesischen Alpen. — Anschluss des Apennin an die Zone des Briançonnais. — Die Seealpen ein Glied der Zone des Montblanc. — Selbstständigkeit des mesozoischen Gürtels der Seealpen und des Pelvoux-Massivs. — Gegensatz der provençalischen Faltungen. — Richtung der Ueberschiebungen gegen den Aussenrand des Alpenbogens. — Erscheinungen von Rückfaltung nicht sichergestellt. — Zaccagna's Profile durch die südliche Abdachung des Montblanc-Massivs. — Gegensatz von »Préalpes« und »Hautes chaînes calcaires«. — Zone des Chablais. — Antiklinale der Molasse. — Stellung des Salève. — Der Jura ein Glied der Westalpen . . 7

II. Abschnitt. Die äusseren alpinen Zonen und die Zone des Montblanc in den Schweizer Alpen und ihre Fortsetzung jenseits der Rheinlinie.

Antiklinale der Schweizer Molasse. — Freiburger Alpen und Emmenthaler Alpen Glieder der Zone des Chablais. — Faille de Pillon. — Flyschzone des Niesen. — Exotische Blöcke. — Störung am Thuner See. — Keuperbecken des Vierwaldstätter Sees. — Bedeutung der »Riffdurchbruchlinien«. — Ende der »äusseren Kalkkette« der Mittelschweiz am Linththal. — Tektonische Stellung der Waadtländer und Berner Kalkhochalpen. —

Seite

Kalkalpen der Nordostschweiz. — Contactzone des Aarmassivs. — Anordnung in drei Parallelketten. — Faltensystem Räderten—Rautispitz. — Glärnischzug. — Windgällenkette. — Anschluss des Säntisgebirges. — Tektonik des Churfirstengrates. — Grabenbruch des Seezthales. — Region der sogenannten Glarner Doppelfalte. — Bregenzerwald. — Säntisketten, Kreidegebiet von Vorarlberg und Flyschzone der Ostalpen eine tektonische Einheit. — Die Grenze der ostalpinen Flysch- und Triaszone ein Bruch. — Einfaltung jüngerer Sedimente innerhalb des Aarmassivs. — Oestliches Ende der Zone des Montblanc. — Beziehungen zwischen Aar- und Gotthard-Massiv 48

III. Abschnitt. Der Gebirgsbau der Penninischen und Lepontinischen Alpen.

Die Zone des Briançonnais im Rhônethal und auf der Südseite des Gotthard-Massivs. — Ueberschiebung durch die Zone des Monte Rosa. — Schistes lustrés und Bündner Schiefer. — Stellung des fossilführenden Lias innerhalb der Schichtgruppe der Bündner Schiefer. — Gewölbebau der Zone des Monte Rosa. — Der Arolla-Gneiss ein Glied der Schieferhülle. — Simplonprofil. — Gliederung der krystallinischen Schieferreihe. — Ueberschiebung von Goglio. — Das Tessiner Massiv. — Störungen am Nord- und Südrande desselben. — Bruchlinie des Val Blegno. — Das Adula-System keine Fortsetzung des Tessiner Massivs 100

IV. Abschnitt. Der Anschluss der Zone des Monte Rosa an die Ostalpen.

Die lombardische Tiefebene ein Senkungsfeld. — Amphibolitzug von Ivrea. — Beziehungen desselben zu den Zonen des Monte Rosa und Veltlin und zum Adula-System. — Brüche am Südrande der Zone des Monte Rosa. — Die Grenze zwischen Ost- und Westalpen von Ivrea bis zum Tessin eine Grabenversenkung. — Südliche Kalkzone der Ostalpen. — Zone des Veltlin. — Region südwärts gerichteter Ueberschiebungen. — Zone der Bernina. — Zone der Silvretta. — Beziehungen derselben zum Adula-System. — Structur des Rhätikon. — Senkungsfeld des Prättigau. — Arosa-Gruppe und Adula-System ein Glied der nördlichen Triaszone der Ostalpen. — Ostgrenze der Jura- und Kreidebildungen in helvetischer Entwicklung 134

V. Abschnitt. Die Structur der Westalpen in ihren Beziehungen zum Gebirgsbau der Ostalpen.

Tektonische Elemente der Westalpen. — Concentrische Anordnung der Zone des Monte Rosa, des Briançonnais und des Montblanc. — Unterschiede im Gebirgsbau der krystallinischen Hauptzonen. — Der äussere

Seite

Sedimentgürtel keine einheitliche Zone. — Selbstständiges Vortreten der einzelnen Faltenbogen. — Tektonische Homologie zwischen West- und Ostalpen. — Bogenförmiges Vortreten des Seegebirges, des Adula-Systems und des Rhätikon. — Sigmoide der nordostschweizerischen Kalkalpen im Rheinthal. — Grenze zwischen West- und Ostalpen. — Verschiedenheit des Vor- und Rücklandes. — Anschluss der Westalpen an den Apennin. — Beziehungen zu den Provençalischen Gebirgen. — Alte Massen des Vorlandes. — Anzeichen älterer Gebirgsfaltung. — Permische Faltungsphase. — Cretacische Faltungsphase. — Miocäne Faltungsphase. — Die Structur der Westalpen. — Schluss 167

Zusätze und Berichtigungen 232

Index 234

Kartenbeilagen: Die Leitlinien der Westalpen 176

Uebersichtskarte der Structurlinien der Westalpen.

Einleitung.

Tektonische Verbindung der West- und Ostalpen. — Fremdartige Stellung des Adula-Systems. — Einheitlichkeit der nördlichen Kalkzone der Westalpen und der ostalpinen Sandsteinzone. — Gegensatz der Flysch- und Triaszone der Ostalpen. — Schwierigkeiten einer exacten Beantwortung der Frage nach dem tektonischen Zusammenhange der West- und Ostalpen. — Begriff einer Gebirgszone als einer tektonischen Einheit höherer Ordnung. — Inhalt der folgenden Theile des Buches.

Der Anblick einer geologischen Uebersichtskarte der Alpen erweckt die Vorstellung, dass die letzteren in einem einzigen, gegen die Po-Ebene geöffneten Bogen vom Meerbusen von Genua bis zum pannonischen Tiefland sich erstrecken, und dass insbesondere eine durch das Hervortreten der mächtigsten Centralmassen ausgezeichnete Hochgebirgszone vom Monviso über den Monte Rosa und die Lepontinischen Alpen bis in die Hohen Tauern eine ununterbrochene Fortsetzung finde.

In der That hat eine nicht geringe Zahl namhafter Alpenforscher bis in die jüngste Zeit diese Auffassung vertreten. So hat — um nur einige zusammenhängende Darstellungen grösserer Theile des Alpengebietes aus den letzten Jahren zu erwähnen — noch Neumayr in seiner »Erdgeschichte«[1]) derselben Ausdruck gegeben. Sie findet sich in etwas veränderter Form auch bei Heim[2]) wieder, der in den Schweizer Alpen zwei Zonen von Centralmassen unterscheidet und der nördlichen derselben noch das ostalpine Silvrettamassiv beizählt, indem er gleichzeitig betont, dass jede einzelne Zone in der Längs-

[1]) M. Neumayr, »Erdgeschichte«, I. Th., p. 325 und II. Th., p. 658 u. 667.

[2]) A. Heim in »Länderkunde von Europa«. I. Th.: »Die Schweiz«. 1888, p. 351 und 354.

richtung des ganzen Alpensystems verlaufe. Man begegnet ihr endlich auch bei F. Sacco,[1]) der sämmtliche Centralmassen an dem Aussenrande der lombardischen Ebene vom Monviso bis zum Adamello als einer einheitlichen Zone zugehörig betrachtet.

Während jedoch schon Bernhard Studer[2]) auf eine muthmaassliche Unterbrechung der Centralkette der Alpen »zwischen dem äussersten Ausläufer der Gottharder Gebirgsmasse und den Gebirgen an der Grenze von Tirol« hinwies und E. Desor[3]) es mit Rücksicht auf die meridional streichende »Schiefer- und Dolomitzone des Oberhalbstein« nicht wagte, »den piemontesischen Gürtel über die Sureta hinaus zu verlängern«, hat Edmund v. Mojsisovics[4]) die volle Selbstständigkeit der Ostalpen den Westalpen gegenüber betont. Zu der grossen historisch-genetischen Verschiedenheit der Gebirgshälften zu beiden Seiten der Rheinlinie, wie sie aus der geologischen Entwicklungsgeschichte des Alpengebietes resultirt, treten, seiner Ansicht zufolge, kaum minder bedeutende Unterschiede in der Structur hinzu. So erblickt er in den meridionalen Ketten entlang der Grenze zwischen den West- und Ostalpen »den Beweis einer älteren, der Entstehung des Halbbogens der Westalpen vorangehenden, bogenförmigen Krümmung der Ostalpen, deren Concavität der Etschbucht zugewendet war« (l. c., p. 529).

Noch schärfer hat es in neuester Zeit August Böhm[5]) ausgesprochen, dass die Ostalpen zwischen dem Splügen und Lago di Como in einem von den Westalpen durchaus unabhängigen Gebirgsbogen sich entwickeln, und dass die schon von Escher und Studer beobachtete abnorme Streichrichtung des Adula-Systems möglicherweise als eine durch die Stauung des westalpinen Bogens an den älteren Ostalpen bewirkte Schleppung grössten Maassstabes aufzufassen sei.

---

[1]) F. Sacco, »La Géo-Tectonique de la Haute-Italie occidentale«. Mém. Soc. Belge de Géologie. Bruxelles, 1890, t. IV, p. 1—28.

[2]) Geologie der Schweiz, I. Bd., p. 36, 107, 110, 115, 119, 234, 395 u. a.

[3]) Der Gebirgsbau der Alpen. Wiesbaden, 1865, p. 80.

[4]) Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, II. Capitel.

[5]) Eintheilung der Ostalpen. Geograph. Abhandl., Bd. I, Heft 3, p. 340.

Ungeachtet der Selbstständigkeit der centralen Theile der Ost- und Westalpen lassen sich jedoch in den äusseren, der convexen Seite des Bogens zugekehrten Abschnitten derselben einzelne durch die Continuität ihres Streichens als zusammengehörig charakterisirte Faltenzüge quer über die Scheidelinie zwischen den beiden Gebirgshälften verfolgen. So ist z. B. die Thatsache, dass die Faltenzüge der Berge von St. Gallen und Appenzell in der Flyschzone des Bregenzerwaldes ihre Fortsetzung finden, seit lange bekannt und ist der innige Zusammenhang zwischen der nördlichen Kalk- und Flyschzone der Westalpen und der ostalpinen Sandsteinzone wiederholt betont worden, während die nördliche Kalkzone der Ostalpen derselben als ein durchaus fremdes Element gegenübersteht und in der Structur der Alpen eine wesentlich andere orotektonische Rolle spielt.

Die Frage, in welcher Weise die tektonische Verbindung der West- und Ostalpen sich vollzieht, ist bisher im Zusammenhange noch nicht erörtert worden und ihre Beantwortung begegnet auch heute noch trotz der Fülle wissenschaftlichen Materials, das seit den Zeiten von Desor und Studer durch die geologischen Landesaufnahmen gesammelt wurde, ernsten Schwierigkeiten. Diese Schwierigkeiten bestehen vor Allem in den gegensätzlichen Anschauungen der verschiedenen Beobachter über die Architektur der gerade für die Entscheidung der hier in Betracht kommenden Fragen maassgebenden Theile des Gebirges. So lange typische Gesteine der Kalkphyllitgruppe, wie im südwestlichen Graubünden oder im Wallis, mit Trias- und Jurabildungen verwechselt wurden, so lange insbesondere die normale Reihenfolge der krystallinischen Schieferformationen für ausgedehnte Gebiete der Schweizer Alpen nicht ermittelt war, so lange konnte auch von einer Erkenntniss der Structur derselben keine Rede sein. Es mag, um hier nur ein Beispiel anzuführen, der Hinweis auf den tiefgreifenden Unterschied in der Auffassung der Tektonik des Montblanc bei Favre, Zaccagna, Lory und Michel Lévy genügen, der je nach der Stellung, die man dem Protogin in der stratigraphischen Gesteinsfolge zuweist, bald als Fächer, bald als Synklinale erscheint.

Erst die grossen Fortschritte der Alpengeologie in den letzten Jahren — die ihrer Vollendung entgegengehenden Aufnahmsarbeiten für die geologischen Karten Frankreichs und der Schweiz, die Klärung der Frage des Bündner Schiefers und der Schistes lustrés, und die Arbeiten von Mattirolo und Zaccagna über den italienischen Antheil der Westalpen — lassen den Versuch, derartige allgemeine Fragen, wie die vorliegende, zur Erörterung zu bringen, heute nicht mehr als aussichtslos erscheinen.

Die nachfolgenden Darstellungen sind keineswegs ausschliesslich auf eine Compilation der dabei in Betracht kommenden geologischen Literatur gegründet. Soweit dieselben sich auf das centrale und südwestliche Graubünden und Tessin beziehen, beruhen sie vielmehr zu einem nicht geringen Theile auf meinen eigenen Beobachtungen im Felde. Auch eine Reihe anderer für die hier zu berücksichtigenden Fragen wichtiger Oertlichkeiten, wie die Churfirstenkette, den Südrand des Rhätikon, das Simplonprofil, das mittlere Wallis, den Südabhang der Montblanc-Gruppe und die Umrandung des Adamello habe ich im Laufe von vier Sommern wiederholt besucht, und auch das französisch-italienische Grenzgebiet wenigstens insoweit kennen gelernt, um mir über die Differenzen in den Anschauungen Lory's und der italienischen Aufnahmsgeologen aus persönlicher Anschauung ein Urtheil bilden zu können. Ein Theil dieser Studien, die gewissermaassen eine nothwendige Voraussetzung der vorliegenden Untersuchungen darstellen, ist bereits in den Sitzungsberichten der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien [1]) zur Veröffentlichung gelangt.

Der leitende Grundgedanke jener Untersuchungen selbst lässt sich beiläufig durch die folgenden Erwägungen näher präcisiren.

Zu den vornehmsten Merkmalen eines Faltengebirges — in unserem speciellen Falle der Alpen — gehört die Anordnung mehr oder minder ausgedehnter Schichtcomplexe in langgestreckte, dem Streichen

[1]) »Geologische Studien im südwestlichen Graubünden«. Sitzungsber. der k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Classe, Bd. XCVII, I. Abth. Oct. 1888, und »Zum Gebirgsbau der Centralmasse des Wallis«. ibid. Bd. XCVIII, I. Abth. Jänner 1889.

des Gebirges folgende Zonen. Jede solche Zone ist ein durch die Einheitlichkeit des Streichens der Falten und durch gemeinsame Züge des Baues ausgezeichneter und dadurch bis zu einem gewissen Grade individualisirter Abschnitt des Gebirges. Im Vergleiche zu den einzelnen Falten repräsentiren diese Zonen tektonische Glieder höherer Ordnung. Es genüge auf das Verhältniss der Sandsteinzone und der nördlichen Kalkzone der Ostalpen oder auf jenes der Zone des Pelvoux und des Briançonnais nach den Darstellungen von Lory aufmerksam zu machen, um die Stellung derartiger Zonen in der Structur eines Gebirges zu kennzeichnen. Schon Desor hat diese Bedeutung der zonalen Anordnung der Schichtglieder in den Alpen erkannt, als er in den Westalpen drei grosse, dem Streichen derselben entsprechende Zonen von Centralmassen unterschied, deren jede mehr oder weniger durch die Gleichartigkeit des Charakters bemerkenswerth sei. Indem Desor in seiner ersten Zone die Kette von Belledonne und das Zwillingsmassiv des Montblanc und der Aiguilles Rouges geradezu als unterirdisch verbundene Theile eines und desselben Kerns bezeichnet, schwebt ihm der Begriff der Zone als einer tektonischen Einheit höherer Ordnung vor Augen.

Es wird also meine Aufgabe sein, zuerst in den Westalpen die in der Structur derselben maassgebenden tektonischen Zonen aufzusuchen und den Verlauf derselben vom ligurischen Golf bis an die Rheinlinie zu verfolgen, hierauf zu untersuchen, in welcher Weise die Zonen der Ostalpen an der letzteren anschliessen, ob und unter welchen Modificationen die eine oder andere der westalpinen Zonen in den Ostalpen ihre Fortsetzung findet, oder ob die Continuität des Streichens daselbst unterbrochen erscheint.

Von entscheidender Bedeutung wird sich in dieser Richtung vor Allem die Frage nach dem Verhalten des krystallinischen Gebirgsstückes zwischen dem Val Blegno und Oberhalbstein erweisen, das in der neueren geologischen und geographischen Literatur[1]) wiederholt als die eigentliche »Schweissstelle« zwischen den Ost- und West-

[1]) Vergl. A. Böhm, »Eintheilung der Ostalpen«, l. c. p. 343.

alpen bezeichnet wurde, mit anderen Worten, die Lösung der Frage nach den tektonischen Beziehungen der West- und Ostalpen zu einander wird nur dann als eine befriedigende angesehen werden können, wenn sie die eigenthümliche und scheinbar fremdartige Stellung des Adula-Systems zwischen den beiden Hälften des Alpengebirges zu erklären vermag.

Der Uebersichtlichkeit halber wurde die Arbeit selbst in vier Abschnitte gegliedert. Der erste Abschnitt wird die Structur des italienisch-französischen Alpenantheiles behandeln, der zweite den Verlauf der äusseren Kalkzonen und der Zone des Montblanc in den Schweizer Alpen und deren Fortsetzung jenseits der Rheinlinie zur Darstellung bringen, der dritte den Gebirgsbau der Penninischen und Lepontinischen Alpen und der vierte den Anschluss der Zone des Monte Rosa an die Ostalpen erörtern. Ein Schlusscapitel wird sodann die Ergebnisse jener Untersuchungen zusammenfassen und zugleich einen Hinweis auf die Bedeutung der orogenetischen Verhältnisse der einzelnen Zonen für den Entwurf einer Chronologie der alpinen Ketten bieten.

I. Abschnitt.

Die Structur des italienisch-französischen Alpengebietes.

Der Bau der Alpen des Dauphiné. — Kalkzone des Dauphiné. — Zone des Montblanc. — Zone des Briançonnais. — Zone des Monte Rosa. — Perm und Trias in den piemontesischen Alpen. — Anschluss des Apennin an die Zone des Briançonnais. — Die Seealpen ein Glied der Zone des Montblanc. — Selbstständigkeit des mezosoischen Gürtels der Seealpen und des Pelvoux-Massivs. — Gegensatz der provençalischen Faltungen. — Richtung der Ueberschiebungen gegen den Aussenrand des Alpenbogens. — Erscheinungen von Rückfaltung nicht sichergestellt. — Zaccagna's Profile durch die südliche Abdachung des Montblanc-Massivs. — Gegensatz von »Préalpes« und »Hautes chaînes calcaires«. — Zone des Chablais. — Antiklinale der Molasse. — Stellung des Salève. — Der Jura ein Glied der Westalpen.

Es ist das Verdienst Lory's, für den französischen Antheil der Westalpen zuerst eine Gliederung in mehrere scharf geschiedene Zonen aufgestellt zu haben, die wenigstens für einen grossen Theil jenes Gebietes auch noch dem gegenwärtigen Standpunkte der Wissenschaft entspricht.[1])

Lory unterscheidet in jenem Gebiete, für das seine Arbeiten eine classische Bedeutung erlangt haben, also zunächst in den Alpen des Dauphiné, des Briançonnais, der Tarentaise und Maurienne, zwei Hauptregionen, jene der »Chaînes subalpines« und jene der

---

[1]) Vergl. vor Allem: »Essai sur l'orographie des Alpes occidentales, considérée dans ses rapports avec la structure géologique de ces montagnes.« Paris et Grenoble 1878; ferner: »Description géologique du Dauphiné etc.« 1860; »Profils géologiques de quelques massifs primitifs des Alpes«, Comptes rendus Acad. scienc., t. LXXXVI. (22 Avril 1878); »Compte rendu de la réunion extraordinaire à Grenoble du 4 au 11 Sept. 1881.« Bull. Soc. Géol., sér. 3, 1880/81, vol. IX, p. 623 ff.; »Coup d'œil sur la structure des massifs primitifs du Dauphiné«. Extrait du Bull. No. 2 de la Section

»Chaînes alpines«, die ersteren dem äusseren Kalkgürtel, die letzteren den Centralalpen entsprechend. Beide werden durch eine Linie geschieden, deren Verlauf durch die Punkte Sallanches, Ugines, Albertville, das Thal der Isère bis Grenoble (Graisivaudan) und dasjenige des Drac bis St. Bonnet (nördlich von Gap) bezeichnet wird.

Die subalpinen Ketten bestehen aus einer Reihe von im Sinne der äusseren Krümmung des Alpenbogens streichenden Falten von Jura-, Kreide- und älteren Tertiärgesteinen. Doch sind die Falten nur ausnahmsweise in ihrer ursprünglichen Anlage erhalten, in der Regel jedoch von Wechselflächen durchsetzt, denen entlang der Hangendflügel der Falte über den liegenden Flügel hinausgeschoben wurde. Diese im Streichen der Falten liegenden schiefen Verwerfungen, die Lory »failles« nennt, spielen seiner Ansicht nach im Gebirgsbau der Westalpen eine besonders bemerkenswerthe Rolle. So verdankt das Massiv der Chartreuse auf dem rechten Ufer der Isère zwischen Grenoble und Moirans seine Structur den zahlreichen Wechselflächen, welche ebensoviele einzelne Staffeln hervortreten lassen, die sich von Westen nach Osten zu erheben. Die Störung, die das Thal von Graisivaudan durchsetzt und deren Sprunghöhe Lory auf 2000 m veranschlagt, ist nur die östlichste dieser Wechselflächen, die als solche die Grenze gegen die Region der »Chaînes alpines« bildet.[1])

Dagegen treten in der südsüdwestlichen Fortsetzung der Chartreuse, in den Kalkketten der Montagnes de Lans, der Montagnes du Royans und des Vercors die »failles« an Bedeutung zurück; sie nehmen an Zahl ab und entfernen sich nach Süden zu allmälig von

---

de l'Isère du Club Alpin Français. Grenoble 1878; »Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise.« Bull. Soc. Géol., sér. 2, t. XXIII, p. 482—497; »Sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales.« Congrès géologique international, 4me session, Londres 1888, p. 22—40.

[1]) Dass die Grenzlinie der »Chaînes subalpines« und der ersten alpinen Zone wirklich ihrer ganzen Erstreckung nach eine »faille« sei, wie Lory annimmt, wird von G. de la Noë und E. de Margerie (Les formes du terrain, Paris 1888, p. 151) wohl mit Recht bezweifelt. Im Thale des Drac z. B. ist sie, wie aus den Profilen von Lory direct hervorgeht, nur eine durch die stärkere Denudation der weichen Liasschiefer erzeugte Depression, zu deren beiden Seiten durchaus normale Lagerung herrscht.

einander, so dass hier, ähnlich wie im Jura, regelmässige, zum Theil nach Westen übergeneigte Falten sich entwickeln können.

Besonders mächtig entwickelt sind in den subalpinen Ketten die cretacischen Bildungen, die im Gebiete des Dauphiné angeblich nirgends in die alpinen Ketten übergreifen. Dagegen sind tiefere Juraglieder als das Oxfordien nur an wenigen Stellen vorhanden. Eocän ist zumeist in der Facies von Nummulitenkalken vertreten. Dislocirte Lappen von Meeresmolasse, die sich an einzelnen Localitäten, so bei Villars de Lans und St. Julien en Vercors in bedeutender Höhe zerstreut finden und die Bewegungen des darunterliegenden Kreidegebirges mitgemacht haben, während die Molasse in der Rhôneniederung zwischen Lyon und Valence nur ganz flache Wellen mit sehr geringen, dem Auge kaum sichtbaren Neigungswinkeln bildet, liefern den Beweis dafür, dass die Bewegungen, welche diese Theile des Gebirges betroffen haben, aus der Miocänzeit herrühren.

Die Region der »Chaînes alpines« zerfällt nach Lory in vier Zonen, die von einander ebenfalls durch grosse im Streichen jener Zonen verlaufende Störungslinien geschieden werden. Die erste dieser Zonen entspricht dem Gürtel des Dauphiné bei Desor und wird im Osten von der nächstfolgenden durch eine 180 Kilometer lange, zusammenhängende Störungslinie abgeschnitten, die, im Rhônethal zwischen Riddes und Saxon beginnend, über Sembrancher, am Ostabhange des Montblanc-Massivs entlang, über den Col Ferret, durch die Allée Blanche zum Col de la Seigne, dann über den Col du Cornet, Aigue blanche en Tarentaise und den Col de la Madelaine nach St. Jean de Maurienne zieht, hier das Thal des Arc übersetzend, sich über den Col d'Arves, Entreaigues und den Col de Martignare zum Col de Lautaret wendet und von Le Monêtier im Quellgebiete der Durance in scharf südlicher Richtung über den Col de l'Eychauda nach Ville Vallouise verläuft. Diese Zone, die in Uebereinstimmung mit Lory[1]) weiterhin nach der höchsten Erhebung innerhalb der-

[1]) Ch. Lory: »Sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales«. Congrès géol. internat., 4me session. Londres 1888, p. 23.

selben als die »Zone des Montblanc« bezeichnet werden soll, enthält ausser dem Zwillingsmassiv des Montblanc und der Aiguilles Rouges die langgestreckte, SW.-NO. bis SSW.-NNO. streichende Centralmasse von Belledonne, die sich von Beaufort in Savoyen bis Valbonnais im Departement Isère erstreckt, die krystallinische Insel von Mégève (im Süden von Sallanches), die Centralmasse der Grandes Rousses und als deren Fortsetzung die kleine Masse des Rocheray im Westen von St. Jean de Maurienne, endlich die Centralmasse des Pelvoux oder von Oisans.

Im Gegensatze zu der Region der »Chaînes subalpines« fehlen in der Zone des Montblanc zwischen Isère und Durance cretacische Ablagerungen vollständig und treten auch die oberjurassischen gegenüber den meist in der Facies schwarzer thoniger Kalke und Schiefer mit Belemniten entwickelten Liasbildungen beinahe ganz zurück. Der Lias ist in dieser Zone bei Weitem das mächtigste Glied der marinen Sedimente. Aus der Trias ist in mariner Entwicklung nur die rhätische Etage durch Schichten mit *Avicula contorta* local vertreten. Zur Trias können ferner fossilleere Gypse, Anhydrite, Dolomite und »Marnes irrisées« gestellt werden, die discordant auf den älteren Gesteinen auflagern, stets nur in sehr geringer Mächtigkeit erscheinen und nach Fournet[1]) an die verkümmerte Trias der Umgebung von Lyon erinnern.[2]) Die Centralmassive selbst bestehen aus altkrystallinischen Gesteinen, Gneiss und Protogin, innerhalb deren stellenweise pflanzenführende Schiefer und Sandsteine des oberen Carbon (Grès à anthracite) eingefaltet sind. Den directen Beweis für eine solche Einfaltung des »Grès à anthracite« in die älteren krystallinischen Gesteine der Grandes Rousses, die von Scipion Gras in Zweifel gezogen worden war, konnte Lory im Jahre 1857 bei La Rivoire liefern, wo die einzelnen Schichtglieder auf der einen Seite der eingefalteten Mulde in normaler, auf der anderen in verkehrter Ordnung gefunden wurden.

---

[1]) Bull. Soc. Géol., sér. 2, t. VII, p. 550.

[2]) Ch. Lory, »Sur les variations du Trias dans les Alpes de la Savoie et spécialement dans le massif de la Vanoise.« Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. XV, 1886/87, p. 40 ff.

Trias und Lias finden sich auf den krystallinischen Centralmassen dieser Zone in flacher Lagerung über den abradirten Schichtköpfen der steil gestellten älteren Gesteine, und zwar oft in sehr bedeutenden Höhen (Plateau de Riftord 2500 m, Mont de Lans 3258 m). Sie finden sich ausserdem am Rande und zwischen den Centralmassen in sehr gestörter Lagerung, vielfach gefaltet und von den krystallinischen Gesteinen überschoben. So überschiebt beispielsweise das Massiv von Oisans bei La Grave den Ammoniten und Belemniten führenden Liasschiefer am Fusse der Meije, eine Störung, die schon im Jahre 1827 Elie de Beaumont bekannt war. In dieselbe Kategorie gehören ferner die Ueberschiebungen im Thale vom Champoléon, bei Ailefroide und im Vallon de la Muzelle.

Diese Discordanz von flach gelagerten Trias- und Liasbildungen über dem gestörten Grundgebirge, deren Grossartigkeit in der That jeden Besucher des Dauphiné frappiren und sich ihm sozusagen auf Schritt und Tritt als eines der wesentlichsten Momente in der geologischen Entwicklungsgeschichte dieses Alpentheiles aufprägen wird, sowie das verschiedene Verhalten des Lias am Rande und in den inneren Partien der Centralmassive haben Lory zu der Annahme geführt, dass das Gebiet der ersten alpinen Zone zuerst während der Zeit zwischen der Ablagerung der Anthracitsandsteine und der Trias von grossen Faltungen betroffen worden sei, dass hierauf während der Liasperiode mächtige Sedimentbildungen auf dem bereits abradirten, in steile Falten gelegten Grundgebirge sich niederschlugen, und dass endlich in einer zweiten Phase der Alpenfaltung die ursprünglich einfachen Gewölbe der Centralmassen von grossen Brüchen (failles) zerspalten und in den Grabenversenkungen zwischen solchen »failles« die jüngeren Bildungen zusammengeschoben und gefaltet wurden, während sie auf den Horsten, welche jetzt den Centralmassiven von Belledonne, der Grandes Rousses und des Pelvoux entsprechen, in ihrer ursprünglichen flachen Lagerung erhalten blieben.

Dass auch die Centralmassive selbst von grossen, im Streichen gelegenen Verwerfungen durchsetzt werden, darf wohl als feststehend angesehen werden. Lory beschreibt eine derartige, sehr auffallende

Verwerfung in der Centralmasse von Oisans. An dieser »faille«, die von La Grave über die Brêche de la Meije nach SSW. gegen Les Étages im Thale des Vénéon verläuft und die gleichzeitig eine aufgebrochene Antiklinalaxe darstellt, stossen die zuerst senkrecht aufgerichteten und später O. fallenden Protogine der Meije scharf gegen den W. fallenden Gneiss des Râteau ab. Echte »failles« scheinen in diesem Theile der Alpen in der That eine grössere Rolle als in der östlichen Fortsetzung dieser Zone zu spielen. Man mag übrigens der hier kurz erwähnten Hypothese von Lory, soweit sie eine Erklärung der tektonischen Verhältnisse zu geben versucht, beipflichten oder nicht, die Nothwendigkeit der Annahme einer obercarbonischen oder permischen Faltung dieses Gebirgsstückes erscheint durch die jeden Zweifel ausschliessenden Beobachtungen über die Beziehungen der Trias- und Liasablagerungen zu dem älteren Grundgebirge in zwingender Weise gegeben.

Die beiden folgenden Zonen bilden die eigentliche Mittelzone der Westalpen vom Golf von Genua bis zum Rhônethal. Gemeinsam ist beiden die Zusammensetzung aus jüngeren Bildungen vom unteren Carbon bis zum Eocän, während ältere krystallinische Gesteine nur sehr spärlich innerhalb derselben zu Tage treten und niemals grössere Centralmassive bilden. Diese beiden Zonen, deren Scheidung, wie sich später ergeben wird, nur für das Arbeitsgebiet von Lory eine locale Bedeutung besitzt, sollen hier fernerhin unter dem Namen »Innere Kalk- und Schieferzone der Westalpen« oder, nach der Region ihrer typischen Entwicklung als »Zone des Briançonnais« zusammengefasst werden.

Auch die zweite und dritte Zone im Sinne Lory's sind von einander mehrfach durch deutlich markirte Störungen geschieden, deren Verlauf durch die Punkte: Kleiner St. Bernhard, Bourg St. Maurice, Aime, St. Martin de Belleville, Col des Encombres, St. Michel en Maurienne, Valloire, Col de la Ponsonnière bezeichnet wird. Das tiefste Schichtglied innerhalb der zweiten Zone Lory's ist spärlich und nur in einzelnen unzusammenhängenden Partien entwickeltes Obercarbon (z. B. bei Petit Cœur zwischen Moûtiers und Albert-

ville in der Tarentaise). Darüber folgt ein mächtiger Schichtcomplex von Sandsteinen, die häufig in Quarzite übergehen, Dolomit, Gyps und Rauchwacken, die von Monêtier en Briançon bis Moûtiers (Tarentaise) im N. den grössten Theil dieser Zone zusammensetzt. Darüber folgt in der Tarentaise eine sehr mächtige Schichtfolge von versteinerungsleeren, grauen Glanzschiefern »Schistes lustrés«. Sie bestehen meist aus Quarz, Glimmer und anderen Silikaten, zusammengebacken durch eine Masse von späthigem Kalk, der durch das Vorkommen mikroskopischer Albitkrystalle ausgezeichnet ist. Die Schistres lustrés enthalten in verschiedenen Horizonten Schnüre und Lagen von Gyps, Anhydrit und Kalk, und abgerollte Fragmente der tieferen Anthracitbildungen, die oft eine weit weniger krystallinische Beschaffenheit aufweisen als die sie umhüllenden Schiefer. Bei Moûtiers wird dieser ganze Schichtcomplex von rhätischen Bildungen mit *Avicula contorta* concordant überlagert und daher von Lory als eine untrennbare, zusammengehörige Einheit betrachtet, die als eine Vertretung der Trias aufzufassen sei.[1]) Unter den Quarziten und Sandsteinen von angeblich triassischem Alter liegt bei Guillestre ein rother Porphyr, der vielleicht einem Eruptivgestein der permischen Epoche entspricht.[2])

Südlich von Moûtiers fehlen die Glanzschiefer und werden hier die tieferen Sandsteine, Dolomite und Quarzite von zum Theil sehr mächtigen Kalksteinen, dem »Calcaire du Briançonnais« überlagert. Diese Kalke wechsellagern am Col des Encombres mit thonigen Kalken von mittelliassischem Alter, die daselbst concordant über rhätischen Schichten mit *Avicula contorta* liegen. Südlich von Briançon gewinnen diese Kalke bedeutend an Mächtigkeit. In den oberen Abtheilungen derselben gelang es Lory, bei Guillestre einen rothen

[1]) Das triassische Alter der sämmtlichen von Lory als »Schistes lustrés« bezeichneten Schiefer wird von T. G. Bonney bestritten, der dieselben vielmehr der obersten seiner drei archaischen Gruppen zuzählt. Vergl. T. G. Bonney: »Notes on two traverses of the crystalline rocks of the Alps.« Quart. Journ. Geol. Soc., vol. XLV (1889), p. 96.

[2]) Ch. Lory, »Note sur deux faits nouveaux de la géologie du Briançonnais.« Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. XII, 1883/84, p. 117 ff.

Ammonitenkalk zu entdecken, der Versteinerungen des Oxford enthielt. Auf diese beiden Funde gründet sich die Annahme, dass der Calcaire du Briançonnais als eine Facies des Lias, zum Theil auch des oberen Jura zu betrachten sei, der wahrscheinlich in einem tiefen, ruhigen Wasser abgesetzt wurde, während die Thone und Kalkthone des Lias innerhalb der ersten alpinen Zone küstennähere Sedimente darstellen.

Den Westrand dieser Zone bildet vom Col du Lautaret bis zum Pic du Cheval Noir (2834 m) südwestlich von Moûtiers ein schmaler Saum von eocänen Conglomeraten, Schiefern und Sandsteinen, die auf dem Calcaire du Briançonnais sowohl als auf dem älteren Gebirge discordant auflagern. Diese Bildungen sind gleichalterig mit jenen, die bei Embrun und Barcelonnette in die erste alpine Zone eingreifen, aber eine trotz localer Faltung wenig gestörte Lagerung zeigen, während sie in dem Zuge der Aiguilles d'Arves bis zum Pic du Cheval noir am Rande der zweiten alpinen Zone sehr starke Störungen erlitten haben.

Während über den Verlauf und die Grenzen dieser beiden ersten alpinen Zonen kein Widerstreit der Meinungen vorliegt, ist die Abgrenzung der dritten Zone gegen Osten hin, den Differenzen in den Anschauungen französischer und italienischer Geologen über die stratigraphische Stellung einzelner, sehr verschieden gedeuteter Schichtgruppen zufolge, eine schwankende und vielfach noch unbestimmte. In dieser dritten Zone Lory's spielen anthracitische Sandsteine eine hervorragende Rolle. In denselben erscheint ebenso wie in den beiden früher genannten Zonen das obere Carbon durch pflanzenführende Schichten (Vallée Étroite bei Bardonecchia,[1]) Maurienne und Tarentaise) vertreten, jedoch in erheblicherer Mächtigkeit. Darüber folgen Schistes lustrés, Liasschiefer und im südlichen Theile der Zone auch

[1]) Eine ausführliche Beschreibung der in der Umgebung der Vallée Étroite an der Rocca Gran Tempesta (3009 m) von Mattirolo entdeckten Pflanzenreste hat kürzlich A. Portis (Boll. Com. Geol. d' Italia 1889, Nr. 5 u. 6) geliefert. Die Flora dieser Localität weist auf Obercarbon, und zwar sowohl auf das Niveau von La Mure (Isère) in der Zone des Montblanc, als auf das etwas höhere der Anthracitbildungen der Tarentaise hin.

Calcaire du Briançonnais, theils unmittelbar über den Glanzschiefern, theils auf älteres Gebirge übergreifend.

Die Lagerungsverhältnisse der Zone des Briançonnais (die zweite und dritte Zone Lory's umfassend) sind ausserordentlich gestörte. Grosse, im Streichen des Gebirges gelegene Dislocationen durchsetzen dieselbe und geben zu der Zerstückelung derselben in langgestreckte, enge an einander gepresste Streifen Anlass, deren Schichtglieder an den Rändern vielfach überfaltet erscheinen. Die Lagerungsverhältnisse von Petit Cœur en Tarentaise, wo pflanzenführende Anthracitschiefer und Ammoniten führender Lias in gleicher Facies in scheinbare Wechsellagerung treten und deren zutreffende Deutung so lange Zeit hindurch eine der am meisten umstrittenen Fragen der westalpinen Geologie bildete, können als für die Structur einzelner Theile dieser Zone typisch angesehen werden.

Das Verhältniss der dritten zur vierten Zone Lory's lässt sich am klarsten aus den grundlegenden Darstellungen von Zaccagna [1]) über die Structur der letzteren erkennen. Diese vierte Zone ist die Zone der grossen Centralmassen an der Innenseite des westalpinen Bogens, dem Gürtel des Piemont bei Desor entsprechend. Den ganzen italienischen Abhang der Westalpen nimmt dieser breite, zusammenhängende Zug von krystallinischen Gesteinen ein, dem auf italienischem Boden die Centralmassen der Cottischen Alpen oder der Riparia Macra (Dora—Val Maira), des Gran Paradiso und des Monte Rosa angehören. Die Gliederung der krystallinischen Schichtreihe, die B. Gastaldi [2]) und M. Baretti [3]) für diese Centralmassive aufgestellt haben, ist auch durch die neueren Untersuchungen von Zaccagna und Mattirolo bestätigt worden. Sie haben an der Hand einer Reihe von Profilen gezeigt, dass das tiefste Glied des Grundgebirges, der Fun-

[1]) D. Zaccagna, »Sulla geologia delle Alpi occidentali«. Boll. R. comitato geologico d' Italia, 1887, p. 346—417.

[2]) B. Gastaldi, »Studii geologici sulle Alpi occidentali«. I. Firenze 1871 und II. Firenze 1874; ferner B. Gastaldi e M. Baretti: »Sui rilevamenti geologici in grande scala fatti nelle Alpi Piemontesi nel 1875.« Estratto delle Mem. R. Acad. dei Lincei. Roma 1876.

[3]) M. Baretti, »Studii geologici sul gruppo del Gran Paradiso.« Torino 1877.

damentalgneiss mit den dazu gehörigen Graniten und Glimmerschiefern den eigentlichen Kern der Centralmassen bildet. Darüber folgt die »Gruppe der grünen Gesteine«, vor Allem aus Kalkphylliten bestehend, denen die eigentlichen »grünen Gesteine« wie Serpentin, Hornblendeschiefer, Diorit, Diabas, Gabbro, ferner jüngere Gneisse, krystallinische Kalke und Quarzite untergeordnet erscheinen.

Betrachtet man, im Anschluss an die Arbeiten von Lory in der Umgebung von Briançon, den Bau der Centralmasse der Cottischen Alpen an der Hand der Aufnahmen von Zaccagna (l. c. p. 375 ff.), so zeigt sich als Kern des Massivs eine Antiklinale von Glimmergneiss, deren Axe in einem dem Streichen des Gebirges folgenden, gegen Westen convexen Bogen von der Dora Riparia zwischen Susa und Avigliana bis Venasca am Ausgange der Varaita gegen die Po-Ebene zieht. Ueber dem Fundamentalgneiss folgen gegen Westen Glimmerschiefer und Kalkphyllite mit zahlreichen Einlagerungen von grünen Gesteinen, die auch die Spitze des Monviso (3843 m), der schon ausserhalb der Gneissaxe steht, zusammensetzen. Ueber den eigentlichen grünen Gesteinen gewinnen die in grosser Mächtigkeit entwickelten Kalkglimmerschiefer eine weite Verbreitung. Sie reichen im Westen und Südwesten bis an die französische Grenze zum Mont Chambeyron und Mont Chaberton. In dem Profil des Monviso gehören Cima di Berdia (2959 m), Monte Salza (3326 m) und Grand Rioubrent (3340 m) sämmtlich dieser Zone von Kalkphylliten an, denen local immer wieder krystallinische Kalke und grüne Gesteine eingelagert sind. Besonders auffallend ist die Einschaltung grosser Massen von Diabas, so im Thal von Chabrière zwischen der Pointe de Mary (3129 m) und dem Pic du Pelvat, ferner am Mont Genèvre, wo der Diabas, der hier mit Gabbro, Serpentin und eigenthümlichen variolithischen Gesteinen vergesellschaftet ist, irrthümlich für permisch gehalten wurde, während Zaccagna die Zugehörigkeit desselben zu den Kalkphylliten betont.[1])

[1]) Vergl. auch G. A. Cole und J. Gregory, »The variolithic rocks of Mont Génèvre.« Quart. Journ. Geol. Soc. XLVI, 1890, No. 182, p. 319 ff.

Diese ganze mächtige Schichtreihe fällt, von der antiklinalen Axe des Gneisskerns weg, gleichförmig und ohne Unterbrechung durch Störungen irgendwelcher Art nach Westen. Die ungeheure Mächtigkeit der Kalkphyllite in diesem Gebiete würde zwar die Annahme von Ueberschiebungen und mit solchen verbundenen Wiederholungen der Schichtserie nahelegen, allein Zaccagna betont ausdrücklich (l. c. p. 388), dass eine solche Annahme selbst in dem detaillirten Studium des Terrains keinen Anhaltspunkt findet, und dass die ganze grosse Masse der Kalkphyllite vom Monviso bis zum Vallon de Mary in der That eine continuirliche, allmälig aufsteigende Schichtfolge darstellt.

Erst zwischen den Kalkphylliten und den jüngeren Sedimentgesteinen macht sich eine Discordanz bemerkbar. Zwischen dem Vallon de Mary und dem Val de Chabrière sieht man in dem Profil des Monviso die Kalkphyllite discordant von grünen und rothen Schiefern und gneissartigen Talkschiefern (Besimaudit) überlagert, die sich in den Ligurischen Alpen als Aequivalente des Perm erwiesen haben. Da sie in Unebenheiten des älteren Gebirges eingreifen, so kann ihr transgredirendes Auftreten über dem erodirten Untergrunde durch thatsächliche Beobachtung an vielen Stellen erhärtet werden. Ueber diesen permischen Gesteinen, die stets nur eine schmale Zone bilden, folgen zunächst Quarzite, hierauf graue Kalke vom Typus des triassischen »Calcare di Villanova« mit Gyroporellen (Fundort Lago Paroird) und zahlreichen Gastropodenschalen, dann dunkle, klüftige Kalke, krystallinische und dolomitische Breccienkalke und grünliche Talkschiefer. Die genannten Bildungen gehören sämmtlich der Trias an, da sie untereinander vollständig concordant sind. Sie repräsentiren in diesem Profile die Zone des Briançonnais. Bei Peine d'Hier im Ubayethal gelangt man aus denselben in einen Zug von Liaskalken, die mit splittrigen grauen Thonschiefern wechsellagern. Das ist der Lias in seiner typischen Entwicklung innerhalb der ersten alpinen Zone, in die man nunmehr eintritt. Noch weiter gegen Westen folgt sodann bei Fort Castellet Tithon, discordant über dem Lias, und bei Barcelonnette der eocäne Flysch.

Diese Zone von Perm und Trias zieht sich weiterhin nach Südosten in einem ununterbrochenen Bogen zwischen den Cottischen Alpen und den Seealpen hindurch bis in die Ligurischen Alpen, und sie tritt ebenso auch nordwärts vom Mont Chambeyron im Mont Chaberton und Mont Thabor wieder hervor. Die Verhältnisse am Mont Chaberton (3135 m) habe ich aus eigener Anschauung kennen zu lernen Gelegenheit gehabt. Die Basis des Mont Chaberton bildet eine mächtige Masse von Kalkphylliten mit Einschaltungen von grünen Gesteinen und Quarziten, dann folgen anthracitische Sandsteine, Rauchwacken, Gypse, Quarzite und Besimauditgesteine, die von Lory sämmtlich als Aequivalente der triassischen »Schistes lustrés« betrachtet werden, während sie Gastaldi seiner jüngeren krystallinischen Schieferformation zuzählt. Darüber baut sich nun der mächtige Kalkstock des Chaberton auf. Lory hat ihn als »Calcaire du Briançonnais«, Gastaldi auf Grund einiger von Michelotti für silurisch gehaltener Fossilreste als paläozoisch angesprochen.[1]) M. Neumayr[2]) hat jedoch bei einer Besichtigung der Sammlung des Professor Meneghini in Pisa jene Versteinerungen als der Kreide angehörig erkannt, wodurch auch die Ansicht von Lory, dass Kreidebildungen niemals aus den »Chaînes subalpines« in die alpinen Ketten eingreifen, widerlegt erschien.[3]) Indessen umfassen die durch die Bestimmungen Neumayr's festgestellten Kreidekalke nur einen Theil des Mont Chaberton, während der andere Theil des Stockes aus Triaskalken besteht. Die unteren Partien des Berges werden von dickbankigen, ab und zu mit Schiefern wechsellagernden, sehr steil nach Westen einfallenden Kalken aufgebaut, in welchen ich zwischen

---

[1]) B. Gastaldi, l. c., II, p. 38 und »Su alcuni fossili paleozoici delle Alpi Marittime e del Apennino Ligure«. Mem. R. Acad. dei Lincei. Roma 1877.

[2]) Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-nat. Classe, Bd. XL, 1880, p. 404. Die Ansicht Neumayr's, dass »die Kreidebildungen hier in einem Gesteinscharakter entwickelt seien, welcher gegen denjenigen der ganz alten Schichten in keiner Weise absticht«, beruht auf der irrthümlichen Darstellung der Verhältnisse durch Gastaldi. In Wirklichkeit sind die Trias- und Kreidekalke des Chaberton von den krystallinischen Kalken der Schichtgruppe der »Pietre verdi« lithologisch durchaus verschieden.

[3]) Ch. Lory, »Essai sur l'orographie des Alpes occidentales etc.«, p. 5—11.

Clavières und dem ersten der italienischen Sperrforts auf der Ostseite des Mont Genèvre an mehreren Stellen Gyroporellen fand, die Herr Oberbergdirector C. W. Gümbel zu untersuchen die Freundlichkeit hatte. Es sind unter denselben zwei Formen vertreten, eine grössere, vielleicht *Gyroporella aequalis*, und eine kleinere, vielleicht *Gyroporella curvata*. Eine genauere Bestimmung derselben erschien durch den schlechten Erhaltungszustand leider ausgeschlossen.

Von diesen tieferen Triaskalken hebt sich der höhere, weil weniger steil gestellte Complex lichter, weisser Kalke, welche wahrscheinlich die Kreidefossilien geliefert haben, deutlich ab. Das Kreidevorkommen des Mont Chaberton steht leider vereinzelt da. Für die Deutung eines Theiles des Calcaire du Briançonnais als Aequivalent der Kreide lässt sich dasselbe nicht verwerthen, da die Kalkmasse des Chaberton ganz isolirt und von dem Hauptzuge des Calcaire du Briançonnais, der westlich von Briançon über den Col du Galibier nordwärts zieht, durch eine grosse Störungszone getrennt wird. So bleibt das Kreidevorkommen des Chaberton auch heute noch eine der merkwürdigsten Erscheinungen in dem geologischen Bilde der Westalpen.

Weitere Fundpunkte von triassischen Fossilien haben innerhalb der letzten Jahre Zaccagna und Mattirolo in der Fortsetzung des Kalkzuges des Chaberton, der erstere in einem Schuttkegel bei Gad d'Oulx, der letztere auf dem Colle des Acles (2207 m) — zwischen Bardonnecchia und dem Thale der Durance-Clairée — entdeckt. A. Portis[1]) hat die an den beiden genannten Localitäten gesammelten Fossilien beschrieben. Es sind *Natica*-Arten, eine *Myophoria*, *Lima costata* und *Diplopora pauciforata*. Namentlich auf Grund des sehr häufigen Vorkommens der letzteren fasst Portis jene Ablagerungen als eine Vertretung des unteren Muschelkalkes auf. Es würden dieselben somit ein etwas tieferes Triasniveau als die Hauptmasse des Calcare di Villanova repräsentiren.

Nördlich vom Mont Thabor scheint der permische und triassische Saum der Zone des Briançonnais zu fehlen und stossen hier

[1]) A. Portis, »Nuove località fossilifere in Val di Susa«. Boll. Com. Geol. d'Italia, 1889, Nr. 5 u. 6.

nach den Beobachtungen von Lory die Anthracitbildungen, die von Briançon bis zum Kleinen St. Bernhard in einem breiten, zusammenhängenden Streifen entwickelt sind, zum Theil an scharf ausgesprochenen Störungen gegen die grossen Antiklinalen der vierten alpinen Zone ab. Während im Profil des Monviso die Zonengrenze keine tektonische Linie, sondern nur die discordante Auflagerungsgrenze des Perm über den Kalkglimmerschiefern darstellt, fällt sie weiter im Norden nach Lory mit einer wahren Dislocation im Streichen des Gebirges zusammen. Diese Störung tritt mehrfach sehr deutlich hervor, so bei St. Foy, Pesey, zwischen Champagny und Modane. Innerhalb des piemontesischen Gürtels lassen sich hier, vom Thale der Dora Riparia nordwärts zwei Zonen von Centralmassen unterscheiden. Die eine, am Innenrande des Bogens, die Centralmassen der Cottischen Alpen, des Gran Paradiso und Monte Rosa umfassend, soll fernerhin in Uebereinstimmung mit Lory[1]) als »Zone des Monte Rosa« bezeichnet werden, die andere entspricht dem »Gürtel des Wallis« bei Desor und umfasst die Gneisskerne des Mont Ambin, der Vanoise und des Mont Pourri. Alle diese Centralmassen besitzen einen sehr einfachen gewölbe- oder kuppelförmigen Bau und sind durch flache Mulden von einander geschieden. Die Centralmassen der Vanoise und des Mont Pourri (3788 m) sind nach den Untersuchungen von Lory[2]) von einem Mantel von Glanzschiefern und weissen Kalken umhüllt, die an den Anthracitsandsteinen der Zone des Briançonnais zwischen Champagny und Modane mit einer scharfen »faille« abstossen. Ueber den krystallinischen Gesteinen der genannten, wenig umfangreichen Centralmassen folgen hier unmittelbar die sehr mächtigen Glanzschiefer mit Einschaltungen von Gyps, Kalk, Quarzit und Anhydrit. Lory stellt sie als Schistes lustrés zur Trias. Anthracitbildungen fehlen. Die Schistes lustrés lagern nichtsdesto-

[1]) Ch. Lory, »Sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales«, l. c. p. 23.

[2]) Vergl. insbesondere Ch. Lory, »Sur les variations du trias dans les Alpes de la Savoie et spécialement dans le massif de la Vanoise«. Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. XV, 1886/87, p. 40—48.

weniger concordant über dem krystallinischen Grundgebirge und die grosse Lücke, welche zwischen der Ablagerung beider Bildungen existirt, wird nur dadurch angedeutet, dass die Glanzschiefer an einzelnen Localitäten (Col d' Aussoir bei Modane, Pointe de l'Echelle 3432 m) mit Conglomeraten beginnen, die als Strandbildungen aufzufassen sein dürften. Auf den stellenweise mehr als 1000 m mächtigen Glanzschiefern liegen innerhalb eines schmalen SW.—NO. streichenden Streifens vom Col de Chavière bei Modane bis zur Tzanteleina, reine, weisse Kalke vom Typus des »Calcaire du Briançonnais«, die mit ihren wenig geneigten Schichtbänken die breiten, domförmigen Gipfel des Dôme de Chasseforêt (3597 m), der Grande Motte (3663 m) und Grande Casse (3861 m) bilden. Es ist Lory's Ansicht, dass auch die Verbreitung dieser Kalke gegen Osten durch eine Störung begrenzt werde, die parallel den übrigen grossen Dislocationslinien, welche die alpinen Zonen von einander scheiden, NO.—SW., beziehungsweise NNO.—SSW. gerichtet sei.

Mag die Deutung der Schistes lustrés im Mantel der Centralmasse der Vanoise als Trias nach den Erfahrungen von Zaccagna in den Cottischen Alpen vielleicht nicht mit Unrecht als zweifelhaft erscheinen, so kann doch die Zugehörigkeit dieser Centralmasse zu der vierten alpinen Zone Lory's nicht in Frage gezogen werden. Der Gegensatz zwischen dem einfachen, antiklinalen Bau der Vanoise und dem vielfach gestörten und gefalteten carbonischen Streifen im Westen derselben spiegelt den Contrast in der Structur der Zone des Briançonnais und derjenigen des Monte Rosa wieder.

Auch die Umgebung des Mont Cenis stellt sich ihrer Structur nach als ein grosses Gewölbe dar, als dessen Centralkern die Gneissmasse des Mont Ambin hervortritt. Die Schichtfolge ist insbesondere im Durchschnitt des Tunnels, zuerst von Elie de Beaumont und A. Sismonda, später von Lory, Baretti u. a. genauer studirt worden. Man befindet sich im Profil des Tunnels bereits ausserhalb der krystallinischen Axe des Mont Ambin, und die Schichten, die der Tunnel durchfährt, sind jünger als die Fundamentalgneisse. Das Fallen der ganzen Schichtreihe ist WNW. gerichtet, geradeso wie im Profile des

Monviso. Bei Bardonnèche am südöstlichen Portal des Tunnels durchfährt der letztere eine Zone von Kalkglimmerschiefern auf eine Strecke von 7000 Metern, dann folgt eine Zone von Kalken, Gypsen und Anhydriten (500 m), hierauf eine Quarzitzone (220 m), endlich das Anthracitterrain.[1]) Während Elie de Beaumont und Sismonda[2]) in der irrigen Auffassung der Kalkglimmerschiefer als Lias und der Anthracitschiefer als eines concordant darüber folgenden, jüngeren Schichtgliedes befangen, in diesem Profil eine normale Schichtfolge zu erkennen glaubten, hat Lory gezeigt, dass das Carbon von der Quarzitzone durch eine Störung getrennt ist, welche der Grenze zwischen der Zone des Briançonnais und jener des Monte Rosa entspricht. Ob dagegen seine Deutung der Quarzite und der »Zone calcaréo-gypseuse« als triassische Aequivalente der Schistes lustrés zutreffend sei, ist eine Frage, die nach den Beobachtungen von Zaccagna in anderen Theilen der italienischen Alpen noch keineswegs als entschieden anzusehen sein dürfte.

So viel kann aus einer Combination der Arbeiten Lory's und der italienischen Geologen mit Sicherheit erschlossen werden, dass zwischen einer äusseren Zone von Centralmassen, deren ursprüngliche antiklinale Anlage nirgends mehr erhalten, sondern durch spätere, im Streichen derselben gelegene Verwerfungen verwischt ist und einer inneren, stellenweise doppelten Zone von sehr einfach gebauten, gewölbeförmigen Centralmassiven noch eine verhältnissmässig schmale, aber durch ihre meist sehr gestörten Lagerungsverhältnisse und die Verbreitung der Gesteinsarten durchaus selbstständige Mittelzone vorhanden ist, deren Streichen demjenigen des Alpenbogens folgt, also

---

[1]) Elie de Beaumont, »Sur les roches qu'on a rencontrées dans le creusement du tunnel des Alpes occidentales entre Modane et Bardonnèche«. Extrait des Comptes rendus Acad. des Sciences, t. LXXI et LXXIII, séances des 4 juillet 1870 et 18 sept. 1871.

[2]) A. Sismonda, »Memoria sui terreni stratificati delle Alpi«. Mem. R. Acad. scienze, Torino, ser. II, t. 3, p. 1 ff., ferner »Nuove osservazioni geologiche sulle rocce anthracifere delle Alpi«, ibid. sér. II, t. XXIV, p. 333 und »Observations à l'article de M. Gabriel de Mortillet, publié dans la Revue Savoisienne sous le titre de géologie du tunnel de Fréjus ou percée du Mont-Cénis«. Turin 1872.

in der Tarentaise NO., in der Maurienne NS., im Briançonnais SSO. und am Mont Chambeyron SO. gerichtet ist.

Es ist bereits erwähnt worden, dass diese Mittelzone, die Zone des Briançonnais, vom Mont Chambeyron weiterhin nach SO. und O. als zusammenhängende Zone bis in die Ligurischen Alpen sich fortsetzt.

Ueber die Structur der Ligurischen Alpen geben insbesondere die neuesten Arbeiten von Issel, Mazzuoli[1]) und Zaccagna[2]) genauen Aufschluss. Die tiefsten Schichtglieder, die innerhalb derselben, im Quellgebiete des Tanaro zu Tage treten, sind pflanzenführende Schiefer des Carbon, deren Aufbrüche im Val Negrone am Fusse des Mongioje (2631 m), bei Ormea, Callizano, Osiglia und Mallare entblösst sind.[3]) Ueber denselben tritt in grosser Mächtigkeit ein gneissartiges Talkgestein auf, stellenweise 800 bis 1000 m mächtig, für welches Zaccagna nach der Cima della Besimauda, wo dasselbe typisch entwickelt ist, den Namen »Besimaudit« vorschlägt. Es ist dasselbe Gestein, das Gastaldi[4]) als »Apenninit« bezeichnete und seiner Gruppe der »Grünen Gesteine« zuzählte. Solche »grüne Gesteine«, ferner Talkschiefer, Knotenschiefer und porphyrische Gesteine, die in ihrem Habitus durchaus den jüngeren krystallinischen Gesteinen der Zone der »Pietre verdi« gleichen, wechsellagern vielfach mit den Besimauditen und werden von

---

[1]) A. Issel e L. Mazzuoli, »Sulla sovraposizione nella Riviera di Ponente di una zona ofiolitica eocenica ad una formazione ofiolitica paleozoica«. Boll. Soc. Geol. Ital., anno II, fasc. 1. Roma 1883, und »Nota sulla coincidenza delle formazioni ofiolitica eocenica e triassica della Liguria occidentale«. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 1884, No. 1 u. 2; ferner L. Mazzuoli, »Sul carbonifero della Liguria occidentale«. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 1887, No. 1 u. 2, und A. Issel, L. Mazzuoli e D. Zaccagna, »Carta geologica delle Riviere Liguri e delle Alpi Marittime«, 1:200.000. Genova 1887.

[2]) D. Zaccagna, »Sulla costituzione geologica delle Alpi Marittime«. Transunti R. Acad. dei Lincei, ser. III, vol. VIII. Roma 1884, und »Sulla geologia delle Alpi occidentali«. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 1887, p. 395—414.

[3]) A. Portis, »Sulla scoperta delle piante fossili carbonifere di Viozène nell' alta valle del Tanaro«, ibid. p. 417, und De Stefani, »Andeutungen einer paläozoischen Flora in den Alpi Marittime«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst. 1888, p. 93.

[4]) B. Gastaldi, »Sui rilevamenti geologici fatti nelle Alpi Piemontesi durante la campagna del 1877«. Mem. R. Acad. dei Lincei, ser. III, vol. II. Roma 1878.

Zaccagna dem Perm zugewiesen, da sie das Carbon überlagern.[1] Darüber folgen Anagenite und Quarzite mit Einlagerungen von körnigen Kalken und Cipollino in einer Mächtigkeit von 400 m. In diesen Anageniten fanden Issel und Mazzuoli bei Castagnabanca Fossilreste, die sie als *Estheria minuta* beschrieben, die aber von Zaccagna als *Myacites fassaënsis* bestimmt wurden, so dass diese Schichtgruppe demnach bereits der unteren Trias zufallen würde. Während die Deutung dieser Bildungen als triassisch anfechtbar erscheint, kann über das triassische Alter des nächst höheren Schichtgliedes, des »Calcare di Villanova«, eines schwarzen Breccienkalkes mit weissen Adern, der mit grauen Kalken, Kalkschiefern und Dolomiten in enger Beziehung steht, kein Zweifel aufkommen. Bei Villanova selbst hat Bruno[2]) in diesen Kalken Gyroporellen aus der Gruppe der *Gyroporella annulata*, Encriniten und grosse Chemnitzien aufgefunden, in der Fortsetzung dieser Kalkzone bei Argentera im Thale der Stura Zaccagna *Encrinus liliiformis* darin gesammelt, so dass ein Theil des »Calcare di Villanova« mit vollem Recht als ein Aequivalent des alpinen Muschelkalkes angesehen werden kann, während die Hauptmasse mit *Gyroporella annulata* ebenso wie die Kalke am Lac Paroird bei Maurin als Aequivalent der norischen Stufe zu betrachten wäre. Noch höher folgen Kalke mit zahlreichen unbestimmbaren Fossilspuren, wahrscheinlich bereits Sedimente der oberen Trias.[3])

Sämmtliche hier aufgezählte Schichtgruppen bilden in der Kette des Mongioje ein grosses Gewölbe, als dessen Kern der Carbonschiefer im Val Negrone hervortritt. Auf der Nordseite dieser Antiklinale, die

---

[1]) De Stefani (Il permiano nel Apennino, Boll. Soc. Geol. Ital., 1887, p. 55 ff.) ist der Ansicht, dass die von Zaccagna und anderen Beobachtern als Perm gedeuteten Bildungen im Gebiet von Savona in einer überstürzten Falte liegen, daher die Anthracitschiefer nur scheinbar überlagern und in Wahrheit viel älter seien. Vergl. dagegen auch A. Tommasi in den Verhandlungen der Generalversammlung der Soc. Geol. Ital. in Savona (12.—15. Sept. 1887), ibid. p. 286.

[2]) Boll. Soc. Geol. Ital., 1887, p. 453.

[3]) Zaccagna citirt u. A. aus den Kalken des Monte Corno di Valdieri und Monte Sapé Reste, die an *Phragmotheutis bisinuata* Mojs. erinnern sollen. Portis erwähnt *Gyroporella vesiculifera* aus den Kalken des Vallone Rivo Bianco di Sambuco (Thal der Stura di Cuneo), die auf die carnische Stufe hinweisen würde.

zugleich der Hauptaxe des Gebirges entspricht, sind die Schichten in grosse Falten gelegt, die OSO.—WNW. streichen und constant nach Norden gegen die Po-Ebene hin überschlagen sind. Die erste Mulde, die gegen Norden auf die Antiklinale des Val Negrone folgt, geht durch den Gipfel des Mongioje und zieht weiterhin nach NW. über Limone in das Thal der Vermenagna. Nördlich folgt sodann eine Antiklinale von Apenniniten, hierauf die Triasmulde des Monte Mondolé (2362 m) und zuletzt die grosse Antiklinale der Cima della Besimauda (2404 m), in deren Aufbruch bei Callizano selbst noch der carbonische Kern sichtbar wird. Alle eben erwähnten Faltenzüge sind nach N. überschoben, desgleichen die noch weiter gegen die Ebene folgenden, im Bau des Gebirges minder bedeutungsvollen Ketten, deren Schichtköpfe endlich am Rande östlich von Mondovi discordant von dem regelmässig flach nach N. einfallenden Miocän überlagert werden.

Auf dem südlichen Abhange der Antiklinale des Val Negrone legt sich auf die Trias ein Zug von liassischen Kalken mit *Atractites*, Ammonitenspuren und Crinoiden, dem local z. B. an der Cima del Caplet noch Aptychenkalke von muthmaasslich tithonischem Alter auflagern. Dann taucht das Gewölbe gegen SO. unter einen Mantel von eocänem Flysch und Nummulitenkalk, der in einer breiten Zone das ganze Gebiet südwärts bis zur Meeresküste zwischen Ventimiglia und Albenga einnimmt. Die Discordanz zwischen dem Eocän und den älteren Bildungen ist allenthalben eine scharf ausgesprochene. Alle Falten des ersteren sind im Gegensatze zu jenen in dem Gebiete nördlich vom Oberlaufe des Tanaro nach Süden überschlagen, derart, dass das letztere Thal eine wahre tektonische Scheide zwischen den nordwärts gefalteten Ligurischen Alpen und den südwärts gefalteten Seealpen darstellt. Die Grenze der Zone des Briançonnais gegen jene des Montblanc ist also selbst noch hier an dem südlichen Ende der Westalpen eine sehr deutlich ausgeprägte.[1])

[1]) Vergl. auch A. Portis, »Sui terreni attraversati dal confine franco-italiano nelle Alpi Marittime«. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 1888, p. 42—56. Die Darstellung von Portis weicht allerdings nicht nur von den Untersuchungen von Gobet, sondern auch von jenen Zaccagna's vielfach ab. Die von Portis versuchte Parallelisirung eines

Aus der Hülle von eocänem Flysch und Nummulitenkalken, die das Dreieck zwischen der ligurischen Küste, der Linie Albenga-Colle di Tenda und dem Thale der Roja erfüllt, erhebt sich, auf drei Seiten von einem regelmässigen Saume jüngerer mesozoischer Sedimente umgeben, die Centralmasse der Seealpen.[1]) Im SO., wo die krystallinischen Gesteine des Massivs in der Rocca del Abisso (2755 m) ihr Ende finden, legen sich die permischen Besimaudite und die darüberliegenden Triaskalke in einem schmalen Gürtel an die ersteren an. Im Contact der Gneisse der Rocca del Abisso mit dem »Calcare di Villanova« liegt hier unweit des Col di Tenda ein Stock von Porphyr eingebettet in permische Schiefer. Dieser Gürtel tritt wohl unmittelbar an die Perm- und Triaszone der Ligurischen Alpen heran, bleibt aber ausserhalb der Streichrichtung derselben. Die krystallinische Masse der Seealpen schneidet vielmehr mit einer scharfen Störungslinie im N. gegen die Zone des Briançonnais ab, deren ununterbrochener Zusammenhang mit den Ligurischen Alpen durch die Continuität einer Triasmulde von Limone bis zum Mont Chambeyron ausser Zweifel gestellt erscheint. Besonders scharf ausgeprägt ist die Störung entlang dem Oberlaufe der Stura, wo, wie die geologische Karte von Carez und Vasseur deutlich erkennen lässt, sämmtliche Schichtglieder der grossen nördlich von Vinadio der Triaszone eingelagerten Mulde jüngerer Sedimentärgesteine in schiefem Winkel auf das krystallinische Massiv der Seealpen treffen und an demselben abschneiden. So bleibt die Centralmasse der Seealpen, wie auf Grund der Arbeiten von Zaccagna schon E. Suess[2]) betont hat, ausserhalb

---

Theiles der Gruppe der grünen Gesteine mit silurischen und devonischen und der Kalkglimmerschiefer mit carbonischen Bildungen ist eine durchaus hypothetische.

[1]) Zaccagna bezeichnet diese Centralmasse als »Massiccio del Mercantour«, ein Name, der für dieselbe kaum passend erscheint, da die Cima di Mercantour (2775 m) nur eine relativ ziemlich unbedeutende Erhebung innerhalb dieses Massivs darstellt, dessen Culminationspunkt vielmehr die Rocca dell'Argentera (3297 m) bildet. Es dürfte also die alte, von Studer und Desor herrührende Bezeichnung »Centralmasse der Seealpen« vorzuziehen sein.

[2]) E. Suess in »Erläuterungen zu der geologischen Uebersichtskarte der Alpen«, von F. Noë, Wien, Hölzel, 1890, p. 8.

der Zone des Briançonnais, geradeso wie das Massiv von Oisans und fällt somit gleich dem letzteren der Zone des Montblanc, d. i. der ersten alpinen Zone Lory's zu, der es bereits Lory selbst beizählte.

Eine Betrachtung der geologischen Verhältnisse des südöstlichen Randes der Centralmasse von Oisans, sowie der Kalkalpen zwischen dem Aussenrande des Massivs der Seealpen und den Gebirgen der Provence lehrt, dass jene scharfe Scheidung zwischen »Chaînes subalpines« und »Chaînes alpines«, die Lory aufstellte, für dieses Gebiet nicht mehr durchführbar erscheint. Zwischen den südöstlichen Rand des Pelvoux-Massivs und die Centralmasse der Seealpen legt sich ein breiter Streifen von eocänen Flyschsandsteinen und Nummulitenkalken, der das ganze Bergland von Colmars, Allos, Barcelonnette und des Embrunais zusammensetzt und zwischen St. Bonnet und Ville Vallouise den Rand des Massivs von Oisans begrenzt. Unter dieser trotz localer Faltung verhältnissmässig wenig gestörten eocänen Decke tritt im Westen zwischen Gap und Digne Lias und oberer Jura in grosser Mächtigkeit zu Tage und bildet hier jene ausgedehnten Züge von vegetationsarmen, zumeist in einer Hülle von Verwitterungsschutt begrabenen Mergelkalken und Schiefern, deren rasch fortschreitende Zerstörung durch unrationelle Entwaldung das Land so sehr bedroht.[1]) Dieses jurassische Bergland ist die südöstliche Fortsetzung der Kalkalpen des Dauphiné, der »Chaînes subalpines« Lory's. Die Falten des Vercors, der Montagnes de Royans und Montagnes de Lans schwenken in einem breiten Bogen um das stark nach Westen vortretende Massiv von Oisans herum. Bei Diois und am Col de la Croix haute geht das Streichen dieser Falten aus der N.—S. gerichteten Streichrichtung des Vercors in ein südöstliches über, bis in der Umgebung von Gap, Barcelonnette und Veynes das Streichen ein rein W.—O. gerichtetes wird.

Diese Querzüge, die durch das Hervortreten der Centralmasse von Oisans veranlasst werden, schliessen nicht wieder an den Aussenrand der Hauptkette der Alpen.[2]) Es beginnt vielmehr an der nord-

[1]) Gorret, »Géologie du Bassin de l'Ubaye«. Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. XV, p. 539 ff.

[2]) Vergl. E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, II. Bd., p. 141.

westlichen Ecke der Centralmasse der Seealpen unweit des Col de la Madeleine ein neuer, selbstständiger Gürtel, der diese Centralmasse auf ihrer Südseite begleitet und dieselbe vom Col de Pouriac, wo Portis [1]) und Sacco [2]) eine reiche Fauna des Lias und Tithon nachgewiesen haben, bis zum Col di Tenda, wo auch noch permische und triassische Bildungen entwickelt sind, umgeben. Diese Aussenfalten der Seealpen drängen sich südwärts immer enger zusammen. Am engsten an einander gepresst ziehen sie zwischen Nizza und Mentone an dem Rande des krystallinischen Horstes des Esterel hin.[3]) Das Streichen derselben ist hier SO.—NW. gerichtet. Weiter in Norden, gegen Levens, biegen sich die bündelartig auseinandertretenden Störungen gegen Westen. Die stets nach S. blickenden Falten sind hier weniger eng aneinander gedrängt und bilden die dem Aussenrande der Centralmasse der Seealpen beiläufig parallelen Ketten im Gebiete des oberen Var und Esteron, wie die Montagnes de l'Audibergue (bei Escragnolles) und den Zug des Cheiron (1778 m). Diese Falten scheinen, das kleine Kreidebecken von Coursegoules umgehend, sich bei St. Vallier, Bargemont und Callas an den Nordrand des krystallinischen Massivs der Maures anzuschmiegen.

Von Comps, Castellane und Annot an folgen die Faltenzüge des Kalkgebirges neuerdings der nordwestlichen Streichrichtung, die in der Region von Barrêmes sogar in eine fast rein nord-südliche übergeht (Wölbung des Neocom von Colmars und Allos, Kette der Dombes und Kette von Blayeul). Jenseits der grossen miocänen Bucht, die entlang der unteren Durance bis Digne eingreift, erfolgt sodann in den NW. gerichteten Ketten der Region von Barles, La Motte und Caire der Anschluss an die Kalkalpen des Dauphiné.

---

[1]) A. Portis, »Sui terreni stratificati d'Argentera.« Mem. R. Acad. scienze Torino, sér. 2, t. XXXIV, 1881.

[2]) F. Sacco, »Massima elevazione del Eocene nelle Alpi occidentali Italiane.« Boll. R. Com. Géol. d'Italia, 1885, XIX, p. 96 ff. und »Studio geo-paleontologico sul Lias dell'alta valle della Stura di Cuneo«, ibid. 1886, p. 6.

[3]) Vergl. Caméré, »Carte géologique des environs de Nice.« Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. V, pl. XV und L. Carez et G. Vasseur, »Carte géologique de la France«, Feuille XII, SE.

Ein Durchschnitt durch die Kalkzone in dem Gebiete zwischen Gap und Digne lässt innerhalb derselben ein Hervortreten viel älterer Schichtglieder erkennen, als in jenen Theilen der »Chaînes subalpines«, die den Westrand des Massivs von Oisans und von Belledonne begleiten. E. Haug[1]) hat hier in der Schlucht des Torrent de Bès unweit Barles pflanzenführendes Obercarbon nachgewiesen, dessen Flora mit jener von La Mure (Isère) übereinstimmt. In grosser Ausdehnung sind ferner triassische Bildungen entwickelt, und zwar in der bekannten mitteleuropäischen, dreifachen Gliederung in Buntsandstein, Muschelkalk und Keupermergel, der von marinen rhätischen Schichten mit *Avicula contorta* überlagert wird. Das mächtige Auftreten jurassischer Korallenkalke, überlagert von cretacischen Schichten, über denen die Nummulitenkalke mit Discordanz folgen, vervollständigt nach den Untersuchungen von Kilian[2]) die Schichtfolge in dem Gebiete zwischen Durance, Verdon und Ubaye.

So sieht man, wie sowohl die Umwallung des Massivs von Oisans, als auch jene der Centralmasse der Seealpen selbstständig vortreten und wahre Gürtel von mesozoischen und tertiären Falten um dieselben schlingen, ohne dass es möglich wäre, eine Trennungslinie zwischen den äusseren, subalpinen Ketten und jenen der ersten alpinen Zone Lory's zu fixiren. Beide Gürtel treten mit ihren äussersten Faltenzügen im Süden an das den Alpen fremdartig gegenüberstehende Massiv der Maures und des Esterel heran. Die W.—O. streichenden Ketten der Montagnes de Lure und des Mont Ventoux bezeichnen nach den Darstellungen von W. Kilian[3]) und F. Leenhardt[4]) die südliche Grenze der Kalkzone, die noch unter dem Einflusse des Pelvoux-Massivs steht. Sie selbst gehören nebst dem Leberon und den Alpines bereits dem

[1]) E. Haug, »Sur la géologie des chaînes subalpines, comprises entre Gap et Digne.« Comptes rendus Acad. sc., Paris 1889, CVIII, p. 584—586 u. 689—692.

[2]) W. Kilian, »Nouvelles contributions à l'étude géologique des Basses Alpes.« ibid. CIX, p. 651.

[3]) W. Kilian, »Déscription géologique de la Montagne de Lure«. Annales des sciences Géol., t. XIX u. XX.

[4]) F. Leenhardt, Étude géologique de la région du Mont Ventoux.« Montpellier et Paris 1883.

System der provençalischen Gebirge an, deren nordwärts gerichtete, von der krystallinischen Masse der Maures beeinflusste Faltungen (Chaîne de Ste. Beaume, Ueberschiebungen von Beausset und Gonfaron) dasselbe als ein selbstständiges Mittelglied zwischen den Alpen und Pyrenäen erscheinen lassen.[1])

Das System der Montagne de Lure besteht nach den detaillirten Untersuchungen von Kilian aus drei tektonischen Elementen, der O.—W. streichenden Hauptantiklinale, die von Vilhosc bis Montbrun auf eine Länge von 50 Kilometern sich erstreckt, einer nördlichen Antiklinale zwischen Montfroc und St. Geniez und dem kleinen Bruchfeld von Banon. Die Hauptantiklinale der Montagne de Lure bildet eine nach Nord überkippte Falte, die in dem westlichen Abschnitt der Kette in eine nordwärts überschobene Faltenverwerfung übergeht und sich zwischen Montfroc und Barret in drei Faltenbrüche zersplittert. Von der Hauptantiklinale neigen sich die Schichten gegen Süden regelmässig gegen das Tertiärbecken der Durance bei Forcalquier und Champtercier, im Südwesten aber befindet sich, nahe der Grenze gegen die Berge der Vaucluse, das merkwürdige Bruchfeld von Banon, das von einer grossen Anzahl bündelförmiger Verwerfungen durchschnitten wird. Der nordwärts überschobenen, südlichen Hauptantiklinale der Montagne de Lure steht im Norden eine zweite Antiklinale gegenüber, die die Tendenz, sich nach Süden überzuneigen, zeigt und bei Montfroc sich thatsächlich zu einer südwärts überkippten Falte entwickelt, deren steiler Südschenkel von einer Verwerfung durchsetzt wird. Im

[1]) M. Bertrand, »Coupes de la chaîne de Ste. Beaume.« Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. XIII, 1885, p. 115 ff. und »Ilôt triassique du Beausset. Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris.« ibid. t. XV, 1886/87, p. 667—702. Vergl. ferner E. Suess l. c. p. 141, 142; Emm. de Margerie, »Note sur la structure des Corbières.« Bull. des services de la carte géol. de la France, No. 17, t. II, Paris 1890, p. 33 ff., und »Carte géologique détaillée de la France et topographies souterraines.« Ministère des travaux publics. Exposition universelle internat. de 1889, Paris, Imprimerie nationale, 1889, p. 124—134. Für den von Magnan (Note sur un chaînon qui réunit les Corbières à la Montagne noire, Bull. Soc. Géol., sér. 2, t. XXIV, 1867, p. 721 ff.) vermutheten tektonischen Zusammenhang der Corbières mit den Kalkalpen des Dauphiné über die niederen Cevennen, den auch W. Kilian in seiner oben citirten Arbeit (t. XX, p. 165) betont, lassen sich in jener Arbeit selbst keinerlei Beweise finden.

Westen wird die Chaîne de Lure von der gleichartig gebauten Kette des Mont Ventoux durch die Grabensenkung der Cluse d'Aurel geschieden, gegen Osten schneidet sie an der dem mesozoischen Gürtel der Seealpen entsprechend verlaufenden Störung von St. Geniez ab.

Die nach Süden geneigte Nordfalte steht noch unter dem Einflusse des Pelvoux-Massivs, die nach W. gerichtete Ueberschiebung von St. Geniez, sowie jene von Esparron und Le Caire unter jenem der Seealpen, die nordwärts überschobene Faltenverwerfung der Hauptantiklinale endlich unter demjenigen des Massivs der Montagnes des Maures, während die Brüche von Banon von Kilian als eine rein locale Torsionserscheinung gedeutet werden.

Aus einer Combination der Darstellungen von Bertrand, Kilian, Lory und Zaccagna lässt sich entnehmen, wie gross die Complicationen in der Structur jener Region sind, die den Anschluss der Westalpen an die Gebirge der Provence und den Apennin vermittelt. Die Montagnes des Maures und der Esterel mit den vorgelagerten jüngeren Ketten sind ein Theil eines selbstständigen Faltengebirges, dessen Falten nach N. überschoben sind. Diesen stehen die nach S. überkippten Faltenzüge des mesozoischen Gürtels der Centralmassen des Pelvoux und der Seealpen gegenüber. Nördlich von dieser Zone südwärts bewegter Falten, deren Nordgrenze eine Linie von Albenga zum Colle die Tenda bildet, folgt wieder eine Zone von Falten, die als der Ausdruck einer nach Norden gerichteten, faltenden Bewegung betrachtet werden müssen und sich dadurch als ein Glied des durch die der Po-Ebene zugekehrte Richtung seiner Falten charakterisirten Apennin erweisen. Die Fortsetzung dieses Stückes der Apenninen bildet innerhalb der Westalpen die Zone des Briançonnais. Während aber die Falten dieser Zone in den Ligurischen Alpen nach Norden gerichtet sind, zeigen die nördlich von Briançon einsetzenden, im Streichen derselben gelegenen Dislocationen, mit Ueberschiebung des westlichen Flügels durch den östlichen verbunden, dass die bewegende Kraft hier die Zone des Briançonnais in demselben Sinne wie die äusseren Zonen des Alpenbogens beeinflusst hat. Die Tektonik des Abschnittes zwischen dem Thale das Gesso und dem Mont Cham-

beyron ist leider noch zu wenig untersucht worden, als dass es möglich wäre, jene neutrale Region innerhalb der Zone des Briançonnais mit Bestimmtheit anzugeben, innerhalb deren der Uebergang aus der apenninischen in die alpine Faltungsrichtung sich vollzieht.

Auch in der Antiklinale der Cottischen Alpen hat D. Zaccagna das Vorhandensein einer im Sinne der Faltung in den Ligurischen Alpen gegen die Po-Ebene ostwärts gerichteten Ueberschiebung nachzuweisen versucht.[1]) B. Gastaldi hatte in seinen älteren Schriften der Ansicht Ausdruck gegeben, dass auf dem Ostabhange der Centralmasse der Cottischen Alpen jüngere Gesteine aus der Gruppe der »Pietre verdi« fehlen, und dass hier der Fundamentalgneiss unmittelbar an die Po-Ebene herantrete, diese Anschauung jedoch in einigen späteren Arbeiten[2]) dahin modificirt, dass ein Theil der krystallinischen Gesteine, welche sich am Rande der Ebene zwischen Avigliana und Saluzzo erheben, in der That nicht mehr den alten Gneissen, sondern bereits der nächst höheren Gruppe der »Grünen Gesteine« untergeordnet seien. Die letztere Anschauung wird nun von Zaccagna bestätigt. Nach Zaccagna bilden im Profil des Monviso jüngere krystallinische Gesteine der Kalkphyllitgruppe (Glimmerschiefer, körniger Kalkstein, jüngere Gneisse, Quarzite, Hornblendeschiefer und Serpentine) den Rand der Ebene von der Rocca di Cavour (459 m) bis Castellaccio (1212 m) und werden von dem Fundamentalgneiss der Balze Selassa (2050 m) überlagert, auf dem sodann von San Chiaffredo bei Crissolo bis zur französischen Grenze der Complex der Kalkglimmerschiefer mit den Einlagerungen grüner Gesteine aufruht. Die ganze Schichtfolge fällt mit grosser Regelmässigkeit gegen W. ein.

Zaccagna nimmt, um die Ueberlagerung der nach seiner Auffassung jüngeren krystallinischen Gesteine im Osten des Gneisskerns zu erklären, eine nach Osten überkippte Falte innerhalb des letzteren an. Aus der directen Beobachtung kann die Existenz einer solchen antiklinalen Falte innerhalb des Gneisskerns nicht gefolgert

---

[1]) D. Zaccagna, »Sulla geologia delle Alpi occidentali.« l. c. p. 392 ff.

[2]) Vergl. insbesondere: »Brevi cenni intorno ai terreni traversati nelle gallerie delle Alpi Cozie.« Boll. R. Com. Géol. d' Italia 1871, Nr. 9 u. 10.

werden, von einer wirklichen Umbiegung der Schichten ist in der Natur nichts zu sehen. Unterstützt wird die Annahme derselben jedoch durch die Thatsache, dass an der Varaita bei Venasca, wo der äusserste südliche Ausläufer des Gneisskerns in Granit übergeht, der letztere allseitig von Glimmerschiefern und Kalkphylliten bedeckt wird, die denselben auch auf der Ostseite umgeben, dass ferner die von Zaccagna den jüngeren krystallinischen Schiefergesteinen zugewiesenen Bildungen sich an eine Zone unzweifelhaft echter grüner Gesteine anschliessen, die durch die Berge von Pinerolo und Giaveno mit regulärem NO.-Fallen in das Thal der Dora Riparia hinüberzieht und den nördlichen Rand des Gneisskernes der Cottischen Alpen bedeckt.

Ohne der Hypothese einer nach Osten überschlagenen Falte in dem Centralmassiv der Cottischen Alpen direct entgegentreten zu wollen, möchte ich doch auf Grund einer persönlichen Begehung des Profils von Rocca di Cavour zum Monviso darauf hinweisen, dass jene Annahme mir durch die bisher vorliegenden Beobachtungen zum Mindesten nicht in genügender Weise begründet scheint. Der Zusammenhang der als jungkrystallinisch gedeuteten Gesteine mit der Zone der »Pietre verdi« im Thale der Dora Riparia ist nicht erwiesen, da, wie dies Zaccagna's Karte selbst erkennen lässt, die jungen Alluvien und Moränen der Ebene bei Giaveno unmittelbar an die alten Gneisse des Massivs herantreten und dadurch eben jenen Zusammenhang unterbrechen. Ein zwingender Grund, die hier in Frage stehenden Gesteine für jungkrystallinisch zu halten, scheint mir gleichfalls nicht vorhanden. Es sind hauptsächlich Gneisse, Glimmerschiefer und Hornblendegesteine, dagegen, wie Zaccagna selbst hervorhebt, keine Kalkphyllite. Es verdient jedoch betont zu werden, dass gerade die Fundamentalgneisse nicht selten an ihrer Basis mit Glimmerschiefern und Hornblendegneissen beginnen. So erscheint z. B. in dem Profil des Simplon in der grossen Antiklinale der Antigorio-Gneisse im Cherascathale ein Glimmerschiefer als das Liegende der letzteren.[1])

[1]) »Étude géologique sur le nouveau projet de tunnel coudé traversant le massif du Simplon.« Expertise d'Août 1882 de MM. A. Heim, Ch. Lory, T. Taramelli et E. Renevier. Lausanne 1883.

Auch in den Ostalpen liessen sich analoge Lagerungsverhältnisse unschwer namhaft machen.[1]) Es ist also immerhin recht wohl denkbar, dass die fraglichen Gesteine das normale Liegende der Fundamentalgneisse und nur ein untergeordnetes Glied derselben darstellen, so dass die Nothwendigkeit der Annahme einer nach Osten gerichteten Ueberschiebung damit hinfällig wird.

Im Uebrigen wird auch durch die Darstellung Zaccagna's die schon von Studer[2]) erkannte Thatsache bestätigt, dass der Abfall der Cottischen Alpen gegen Osten nicht einem allmäligen Hinabtauchen der Falten des Gebirges, sondern einem das Senkungsfeld der piemontesischen Ebene begrenzenden Bruchrand entspricht.

Im Norden der Centralmasse der Cottischen Alpen folgt, das Gebiet zwischen der Dora Riparia und der Stura di Viù einnehmend, eine breite Synklinale von jüngeren krystallinischen Gesteinen und hierauf das grosse Gewölbe der Centralmasse des Gran Paradiso. Der Bau dieses Massivs ist nach den ausführlichen Darstellungen von M. Baretti[3]) ein ebenso einfacher als regelmässiger. Eine Antiklinale von Gneiss bildet den Kern, der allseitig unter die krystallinischen Schiefer aus der Gruppe der »Grünen Gesteine« und Kalkphyllite hinabtaucht. Das Hauptstreichen des Massivs ist von St. Michel bis Issogne auf eine Entfernung von 120 Kilometer SW.—NO. gerichtet. Die breite Synklinale des Aostathales bildet im Nordosten die Grenze gegen die nächstfolgende nicht minder regelmässig gebaute Centralmasse des Monte Rosa.

Im Westen wird die Centralmasse des Gran Paradiso von jener zweiten, viel schwächer accentuirten Antiklinale begleitet, der die kleinen Massive der Vanoise und des Mont Pourri angehören. Ob der Zug des Ruitor (3486 m) in der Fortsetzung derselben noch einen

[1]) So bilden z. B. in den Centralalpen von Obersteiermark nach den Untersuchungen von Vacek (Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anstalt 1886, p. 73 u. 457) Hornblendegneisse das tiefste Glied der krystallinischen Schieferreihe, während die den Fundamentalgneissen der italienischen Alpen zunächst stehenden Augengneisse erst das nächst höhere Niveau einnehmen.

[2]) »Geologie der Schweiz«, I. Th., p. 57.

[3]) M. Baretti, »Studii geologici sul Gruppo del Gran Paradiso«. Torino 1877.

Gneisskern enthält oder bereits ganz der krystallinischen Schieferhülle zufällt, erscheint nicht mit Sicherheit ausgemacht. Lory bezeichnet den Ruitor als ein Centralmassiv, während er in den Profilen Zaccagna's der Gruppe der jüngeren krystallinischen Gesteine zugewiesen wird. Dagegen ist es durch die übereinstimmenden Beobachtungen der beiden genannten Forscher ausser Zweifel gestellt, dass die krystallinischen Gesteine im Westen an den pflanzenführenden Schiefern des Carbon mit einer grossen Störung abschneiden, die vom Kleinen St. Bernhard quer über das Thal der Dora Baltea bei La Salle und jenseits desselben über den Col de Séréna zum Col de Fenêtre zieht. Es ist diese Störungslinie, die auch bereits von Baretti als solche erkannt wurde, die directe Fortsetzung jener Dislocation, die Lory's dritte alpine Zone von derjenigen der inneren Centralmassen des westalpinen Bogens trennt. Im Westen dieser Störung betritt man die Zone des Briançonnais. Die Bedeutung derselben für das Verständniss der Structur des Gebirges auf der Südseite des Montblanc-Massivs den älteren Darstellungen gegenüber in das richtige Licht gestellt zu haben, ist eines der hervorragendsten Verdienste der neueren geologischen Arbeiten von Zaccagna und Mattirolo.[1])

Den östlichen Rand der Zone des Briançonnais bilden im Aostathale Conglomerate, Sandsteine und Anthracitschiefer, deren carbonisches Alter nicht nur durch die petrographische Uebereinstimmung der Gesteine mit jenen der Anthracitformation in der Maurienne und Tarentaise, sondern auch durch Baretti's Funde von Pflanzenresten in den Anthracitschiefern des Kleinen St. Bernhard erwiesen erscheint.[2]) Zwischen diesem Streifen von Carbon und der von einem Saume jurassischer Sedimente begleiteten Centralmasse des Montblanc sind permische und triassische Bildungen in einer breiten, nach NW. überfalteten Synklinale entwickelt. Das Fallen der carbonischen Gesteine, die an den NW. einfallenden krystallinischen Schiefern des Ruitor, wie bereits erwähnt, mit Bruch abstossen, ist SO. gerichtet,

[1]) D. Zaccagna, »Sulla geologia delle Alpi occidentali«, l. c. p. 353—375.

[2]) M. Baretti, »Studii geologici sulle Alpi Graie«. Mem. R. Acad. dei Lincei. Roma, III, 1879.

und die gleiche Fallrichtung dauert innerhalb der ganzen Synklinale bis zur Protoginzone des Montblanc an. Unter dem Carbon werden an der Testa d'Arpi Besimaudite und gneissartige Talkschiefer von permischem Typus sichtbar, dann folgen Gypse, Quarzite und Rauchwacken (Untere Trias nach Zaccagna), ein grauer Kalkstein vom Typus des »Calcare di Villanova«, endlich im Zuge des Crammont (2732 m) graue Hornsteinkalke, Dolomite und Kalkschiefer. Das ist der hangende Flügel der Mulde, wo die einzelnen Schichtglieder einander in verkehrter Ordnung folgen. Vom Crammont hinab in das Thal der Allée blanche quert man dieselben Schichtgruppen, aber diesmal in der normalen Reihenfolge, zuerst die Kalke des Mont Brisé, die sich durch den Fund von Gyroporellen als wirklich der Trias angehörig erwiesen haben, dann die Zone der Gypse und Rauchwacken im Vallone di Dollone, endlich einen mächtigen Zug von Besimauditen im Mont Chétif (2343 m) bei Courmayeur, die bisher stets irrthümlich für Gneiss gehalten worden waren. An die permischen Gesteine des Mont Chétif und Mont de la Saxe ist im Thale der Allée blanche discordant Lias angelagert. Für die Annahme eines Bruches innerhalb der Synklinale, deren Vorhandensein hier durch die Entwicklung derselben Schichtglieder in normaler und umgekehrter Reihenfolge zu beiden Seiten des Crammont nachgewiesen erscheint, ist keinerlei Anhaltspunkt vorhanden. Die Zone des Briançonnais stellt im Osten der Centralmasse des Montblanc nur eine einzige einheitliche, nach NW. überschobene Falte dar, und von einer Trennung in zwei selbstständige Zonen, wie Lory eine solche innerhalb seiner Mittelzone der Westalpen im Gebiete des Dauphiné und der Maurienne durchzuführen versuchte, kann hier nicht die Rede sein.

Die Structur der Zwillingsmasse des Montblanc und der Aiguilles Rouges ist während der letzten zehn Jahre von verschiedenen Beobachtern in sehr verschiedener Weise gedeutet worden, ohne dass in dieser Hinsicht eine Einigung hätte erzielt werden können. Wohl erscheint die ältere Vorstellung von einem symmetrischen Bau des Montblanc-Massivs, die bereits durch Lory's Arbeiten einen empfindlichen Stoss erlitten hatte, durch die Aufnahmen von Zaccagna

beseitigt, dagegen ist weder die Gliederung der krystallinischen Gesteine innerhalb der Centralmasse des Montblanc bisher festgestellt, noch die damit zusammenhängende Frage eines synklinalen oder antiklinalen Baues der letzteren entschieden worden.

Nach den für die Erkenntniss der stratigraphischen Verhältnisse in den Savoyer Alpen grundlegenden Arbeiten von Alphonse Favre[1]) bildet der in Fächerstructur gelagerte Protogin entlang der centralen Axe des Montblanc-Massivs auch den eigentlichen Kern desselben, das tiefste Glied, das die krystallinischen Schiefer am Abhang der Kette gegen das Thal von Chamonix überschob. Der Protogin ist nach Favre, seiner schon von Saussure beschriebenen, deutlichen Schichtung und der Einschaltung krystallinischer Schiefer in den randlichen Partien zufolge, kein Eruptivgestein, dessen Fächerstructur nur durch Cleavage erzeugt wäre (Studer, Sharpe u. A.). Vielmehr erklärt Favre die Fächerstructur des Montblanc, geradeso, wie Lory jene des Protogins in der Centralmasse von Oisans, entstanden durch eine seitliche Pressung des Massivs zwischen zwei Zonen von geringerer Intensität der Hebung, eine Pressung, die in den höheren Theilen der Schichten minder stark war als in den tieferen, so dass die ersteren sich nach oben auseinander neigten »wie die Blätter eines Buches oder die einzelnen Aehren einer Garbe, die man in der Mitte zusammenbindet«. Die Ansicht A. Favre's theilt auch Zaccagna, der den Protogin gleichfalls als das älteste Glied des Massivs und nur als eine Facies der Fundamentalgneisse in den Centralmassen des italienischen Antheils der Westalpen betrachtet.[2])

Dementgegen hält Lory[3]) den Protogin für das jüngste Glied der krystallinischen Schieferreihe, das über den Sericitschiefern des Chamonixthales normal aufruht, keinen Fächer, sondern eine steile

[1]) A. Favre, »Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Montblanc«. Genève 1867. (Insbes. § 572, 579, 590.)

[2]) D. Zaccagna l. c. p. 373.

[3]) Ch. Lory, »Sur la structure géologique de la vallée de Chamonix«. Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. III, p. 783—790, und »Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure de cette région«, ibid. t. IX, 1880/81, p. 652—683.

Synklinale bildet und von den Blättergneissen und Glimmerschiefern der Aiguilles Rouges, die dem tiefsten Glied der krystallinischen Schieferformation entsprechen, durch die von jüngeren liassischen Bildungen erfüllte Grabenversenkung des Chamonixthales abgeschnitten wird. Gerlach[1]) schliesst sich Favre's Ansicht von einer echten, aus einer ursprünglich antiklinalen Stellung der Schichten hervorgegangenen Fächerstructur an, hält jedoch den Protogin mit Lory für eruptiv. Michel Lévy[2]) endlich hält die ganze Protoginmasse für einen Eruptivstock, der die jüngeren krystallinischen Schiefer des Chamonixthales durchbrochen hat, die ihrerseits wieder jünger sind als der Gneiss der Aiguilles Rouges, so dass also das von Lory aufgestellte Schema der Reihenfolge der krystallinischen Gesteine zutreffen würde.

Man mag übrigens welcher der hier mitgetheilten Auffassungen der Structur der Centralmassen des Montblanc und der Aiguilles Rouges immer beipflichten, an der Zugehörigkeit dieser beiden Centralmassen zu der ersten alpinen Zone Lory's kann kein Zweifel aufkommen. Beide liegen nicht allein in der unmittelbaren Fortsetzung des Streichens der Centralmasse von Belledonne, auch ihre geologische Entwicklungsgeschichte ist eine derjenigen der südwestlich anschliessenden Centralmassive der französischen Alpen durchaus analoge. Auch hier beginnt die Serie der versteinerungsführenden Schichten mit dem Obercarbon (Diosaz-Schlucht, Tête noire, Vernayaz), das nach Favre in der Regel concordant, nach Gerlach (l. c. p. 22) meist discordant dem Grundgebirge auflagert. Für discordante Auflagerung spricht das Auftreten von Conglomeraten an der Basis des Carbon (Puddingsteine von Vallorsine,[3]) Conglomerat von Ajoux).[4])

---

[1]) H. Gerlach, »Das südwestliche Wallis«. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, IX. Lfg. Bern 1871. 2. Cap., p. 74—81.

[2]) Michel Lévy, »Étude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Montblanc«. Bull. des services de la carte géol. de la France et des topographies souterraines No. 9. Paris 1890.

[3]) De Saussure, »Voyages etc.«, § 690, 695, 697, 704, 1302.

[4]) Die Conglomerate von Ajoux enthalten bereits zahlreiche Fragmente von Protogin, dessen Kern daher bereits zur Carbonzeit durch die Denudation blossgelegt worden sein muss. (M. Lévy l. c.)

Permische Bildungen sind durch Besimauditgesteine (Col de Forclaz),[1]) triassische vielleicht durch petrefactenleere Arkosen, eisenschüssige Thonschiefer, Gypse, Dolomite und Rauchwacken local vertreten (Umgebung von St. Gervais, Thal der Mégève), jedoch noch keineswegs sichergestellt. Auf dem Col des Fours liegen über den abradirten Schichtköpfen des Grundgebirges in flacher Lagerung rhätische Sandsteine mit spärlichen Versteinerungen (Grès singulier von Saussure), geradeso, wie in den Alpen des Dauphiné.[2]) Geradeso, wie in den letzteren aber sind auch hier die einzigen Glieder der mesozoischen Gruppe, die in pelagischer Entwicklung und bedeutender Mächtigkeit erscheinen, Ablagerungen des Lias und des Braunen Jura. Ebensowenig fehlt der Gegensatz zwischen den auf der Höhe des Gebirges horizontal über abradirten, vertical gestellten Gneissschichten aufruhenden Juraschollen (jurassische Gipfelkappe der Aiguilles Rouges)[3]) und den vielfach gestörten gleichalterigen Bildungen im Thale von Chamonix und dem Val Ferret. Im Thale von Chamonix ist diese Jurazone, stellenweise (Col de Voza) von den Dolomiten und Rauchwacken der Trias unterlagert, vom Col de Bonhomme bis zum Col de Balme in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen und fallen die Juraschichten am Contacte der krystallinischen Schiefer des Montblanc-Massivs durchaus unter die letzteren ein. Wie Gosselet[4]) vermuthet, ist eine Reihe von Ueberschiebungsbrüchen vorhanden, denen entlang das Montblanc-Massiv über die in der Grabenversenkung zwischen demselben und den Aiguilles Rouges eingefalteten Lias- und Jura-

[1]) Als permisch sind möglicherweise auch die von C. Schmidt (N. Jahrb. f. Min., 1886, Beil. IV, p. 459—465) beschriebenen eruptiven Porphyre in der Schlucht von St. Barthélémy (Grenze zwischen Salantin und Dents du Midi), sowie die über dem pflanzenführenden Obercarbon folgenden Conglomerate und violetten Schiefer anzusehen.

[2]) Ch. Lory, »Sur la structure géologique de la vallée de Chamonix«, l. c. p. 783 ff.

[3]) A. Favre, »Recherches etc.«, t. III, p. 316 ff.

[4]) Gosselet, »Faille de Chamonix«. Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. III, p. 797; vergl. ferner Alphonse Favre, »Compte rendu de l'excursion du 3 Sept. aux environs de St. Gervais et celle du 4 Sept. de St. Gervais à Chamonix par le Prarion et le col de Voza«, ibid. p. 778—783, und »Compte rendu de l'excursion du 7 Sept. de Chamonix à Martigny«, ibid. p. 798—802.

bildungen überschoben wurde. Auch der Jurastreifen an der Südostseite des Montblanc-Massivs ist im Thale der Allée Blanche vom Col des Fours bis zum Fusse der Grandes Jorasses von dem Centralmassiv überschoben. Erst im Val Ferret sind die jurassischen Bildungen nach den Beobachtungen von Studer[1]) und Gerlach normal, wenn auch discordant an- oder aufgelagert. Diese normale Lagerung hält bis Orsières an, wo die Kieselkalke des Lias und oberen Jura regelmässig auf den Gneissen des Mont Catogne aufliegen.

Die Grenze zwischen der Zone des Montblanc (der ersten alpinen Zone im Sinne von Lory) und den »Chaînes subalpines« der Kalkzone des Dauphiné ist in den Savoyer Alpen zumeist eine scharf markirte. Ihr Verlauf wird durch die Punkte Albertville, Ugines, die kleine krystallinische Insel von Mégève, das Arvethal oberhalb Sallanches, Col d'Anterne und St. Maurice im Rhônethal bezeichnet. Die Zonengrenze selbst ist theils eine antiklinale Aufbruchslinie (z. B. im Thal von Mégève), theils eine echte Störungslinie, wie bei Albertville, wo die »faille du Graisivaudan« nach Lory sich aus dem Isèrethale in der Richtung gegen Sallanches fortsetzt, oder an dem nördlichen Ende der Centralmasse der Aiguilles Rouges, wo nach den Darstellungen von E. Favre und H. Schardt[2]) die Synklinale der Dent du Midi an dem Massiv abgeschnitten und der Zusammenhang zwischen den sedimentären Bildungen an der Basis und dem Gipfel jenes Berges durch das krystallinische Massiv gewissermaassen zerrissen erscheint.

Die Ketten der Kalkzone des Dauphiné streichen als die Fortsetzung jener der Grande Chartreuse über die Senke von Chambéry und jene des Lac d'Annecy zur Arve. Alphonse Favre und in neuester Zeit G. Maillard[3]) haben den Bau dieser grösstentheils aus

[1]) B. Studer, »Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie«. Bern, Chur und Leipzig 1847. II. Th., p. 167.

[2]) E. Favre et H. Schardt, »Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi«. Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, XXIIe Livraison, Berne 1887, p. 596.

[3]) G. Maillard, »Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches«. Bull. des services de la carte géol. de la France, Paris, No. 6, Novembre 1889.

cretacischen und eocänen Bildungen aufgebauten Ketten in sehr detaillirter Weise beschrieben. Nur die innerste dieser Ketten, die sich unmittelbar an die Zone des Montblanc anlehnt, die Chaîne des Aravis oder du Reposoir, an deren Bau auch jurassische Bildungen Antheil nehmen, streicht in gerader Linie von SW. nach NO. parallel der Zone des Montblanc. Alle übrigen Ketten dieser Zone dagegen beschreiben einen gegen die miocäne Bucht, die von Genf nach Aix les Bains zwischen den Jura und die Alpen eingreift, convexen Bogen, derart, dass das Streichen in der Umgebung des Lac d'Annecy fast NS., an der Arve beinahe OW. gerichtet ist. Diese bogenförmigen äusseren Kreideketten der Kalkzone des Dauphiné und die geradlinig streichende, der Zone des Montblanc benachbarte Chaîne des Aravis sind durch einen breiten Streifen von eocänem Flysch getrennt, der zugleich die Region der grössten Störung bezeichnet. Aus demselben treten in der Gruppe der »Annes« (Montagnes de Lachat, de Châtillon und Pointe d'Almet) Lias- und Triasbildungen in sehr complicirter Weise zu Tage, deren Deutung als Klippen oder als ein System von liegenden Falten wohl noch nicht genügend feststeht.[1]) Die übrigen Ketten bestehen der Hauptsache nach aus mehr weniger parallelen, nach W., beziehungsweise NW. überkippten Faltenzügen, deren äusserster die Molasse des Vorlandes noch überschiebt oder wenigstens discordant an derselben abstösst. Eine Querverwerfung, die mit dem Lac d'Annecy zusammenfällt, lässt die Ketten zwischen dem letzteren und der Arve gegenüber jenen der Bauges (zwischen Annecy und Chambéry) um ein geringes Stück nach Norden verschoben erscheinen.

Das Thal der Arve von Annemasse bis Cluses, der Col de Châtillon, das Thal des Giffre von Tanninges bis Samoëns, und der Col de la Golèze bilden die Seiten eines unregelmässigen Polygons, das die

[1]) Vergl. auch Ch. Lory, »Remarques au sujet des Alpes de Glaris et des allures du terrain éocène dans les Alpes«. Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. XII, 1884, p. 728, und O. Hollande, »Étude stratigraphique des montagnes jurassiques de Sulens et des Almes, situées au milieu des Alpes calcaires de la Haute Savoie«. Annuaire du Club Alpin Français, 1888, XV, p. 690—718.

normale Streichrichtung der »Chaînes subalpines« der Kalkzone des Dauphiné unterbricht. Diese Ketten biegen bei Sallanches mit WO. und später sogar NW.—SO. gerichtetem Streichen in einer sehr scharfen Krümmung um die nordwestlichste Ecke der Centralmasse von Belledonne um und finden in den Dents Blanches, Tours Saillères und Dents du Midi ihre Fortsetzung. Zwischen das Thal der Arve und den Genfer See schiebt sich eine Zone ein, die nicht nur in Bezug auf die Structur ihrer Faltenzüge, sondern auch mit Rücksicht auf ihre geologische Entwicklungsgeschichte der Kalkzone des Dauphiné gegenüber selbstständig erscheint. Nordwestlich von der oben erwähnten Störungslinie, die sich in den Schweizer Alpen über den Col de la Croix und Col de Pillon bis ins Engstligenthal fortsetzt, sind die mesozoischen Bildungen, insbesondere jene der Kreideepoche, zum Theil in verschiedener Ausbildung entwickelt, so dass jene Linie zugleich eine heteropische Grenze darstellt. Schon Alphonse Favre hat den Gegensatz zwischen den Faltenzügen im Westen jener Scheidelinie, die er unter dem Namen »Préalpes« oder »Chaînes extérieures« zusammenfasste, und den Kalkhochalpen oder »Chaînes intérieures« im Osten derselben wiederholt betont, und aus den neueren Arbeiten von Ernest Favre und Hans Schardt einerseits und von G. Maillard andererseits kann die Bedeutung dieses Gegensatzes für die Structur der Alpen erkannt werden. Die Kalkzone des Dauphiné taucht gerade an dem Nordende der Centralmasse der Aiguilles Rouges in den Dents du Midi mit einer gewaltigen, nach W. überschlagenen Falte unter den breiten, synklinalen Streifen von Eocän unter, der die Grenze gegen jene neue Zone von Kalkketten im Westen bildet, die fernerhin hier als »Zone des Chablais« bezeichnet werden soll. So endet die Kalkzone des Dauphiné als selbstständiges Glied im Gebirgsbau der Alpen unweit des Durchbruches des Rhône bei St. Maurice.

Gleich den Ketten zwischen dem See von Annecy und der Arve zeigen auch jene des Chablais eine halbbogenförmig gekrümmte Streichrichtung. Die Falten dieser Zone beschreiben zwischen Arve und Rhône auf eine Längenerstreckung von 50 Kilometern eine gegen NW. convexe Curve, die beiläufig dem achten Theile eines Kreis-

bogens entspricht. Auch die Falten der Zone des Chablais sind meist gesprengte, nach NW. überkippte, häufig an Wechselflächen überschobene Gewölbe, eine ausgesprochene Klippenlinie tritt nur innerhalb des Eocänstreifens an der Grenze gegen die Kalkzone des Dauphiné hervor. Die äusserste der Ketten des Chablais, jene der Voirons (1406 m) kann gewissermaassen als Typus dieser Falten gelten.[1]) Die ganze Schichtreihe zeigt vollständige Ueberstürzung nach der Westseite. Flysch- und Neocombildungen treten in dreimaliger Wiederholung über einander auf. Die am weitesten gegen Wésten vortretende Welle von Flysch überschiebt noch die oberoligocäne und miocäne Molasse. Die Schichten der letzteren fallen nach Osten unter die Voirons ein, neigen sich aber von da ab nach Westen, derart, dass sie eine ziemlich steile Antiklinale bilden. Auch die Kreideketten der Kalkzone des Dauphiné überschieben zwischen Annecy und Bonneville stellenweise die Molasse des Vorlandes, die sonst mit steilem Westfallen an die äusserste Kette sich anlehnt. Im Westen dieses gestörten Molassestreifens folgt eine muldenförmig gelagerte, nach Maillard jedoch ebenfalls von einzelnen Störungen durchsetzte Zone von Molassebildungen und hierauf die grosse Hauptantiklinale der Molasse, die von Lovagny (bei Annecy) bis Thonon am Genfer See und jenseits desselben quer durch die Schweiz bis nach Bayern auf eine Längenerstreckung von 370 Kilometer sich verfolgen lässt.[2]) Aus diesem Gewölbe der jungtertiären Molasse ragt südöstlich von Genf der Zug des Salève (1232 m) auf, gleichfalls aus einer nach NW. überkippten Welle von cretacischen und jurassischen Schichten bestehend, die das Miocän auf der Westseite überschoben haben, während dasselbe im Osten normal auf den Kreideschichten aufliegt.[3]) Die südliche Fortsetzung des Salève bilden nach den Untersuchungen von

[1]) Vergl. E. Favre, »Note sur la structure géologique des Voirons«. Bull. Sol. Géol., sér. 3, t. III, 1874/75, p. 690—694.

[2]) A. Favre, »Note sur la présence de la ligne anticlinale de la molasse en Savoie«. Tiré de la Biblioth. univers. et Revue Suisse. (Archives des sciences phys. et nat.) Juillet 1862.

[3]) A. Favre, »Considérations géologiques sur le Mont Salève«. Mém. soc. phys. et hist. nat. de Genève, X, 1843, und »Recherches etc.«, t. I, p. 236 ff.

G. Maillard die Montagne de la Balme und der Rücken von Lovagny. Durch den Querbruch des Lac d'Annecy, der zwischen dem Salève und der Montagne de la Balme durchzieht, erscheint indessen der Salève der letzteren gegenüber ein Stück nach Norden verschoben.

Der Zug des Salève mit seinen südlichen Ausläufern bezeichnet die einzige Stelle innerhalb der grossen Antiklinale der Molasse, wo aus derselben ältere Schichtglieder zu Tage treten. Er bildet ein wahres Mittelglied zwischen den Alpen und dem Jura. B. Studer [1]) und nach ihm die meisten älteren, namhaften Forscher auf dem Felde der geologischen Wissenschaft haben den Salève, obwohl er seiner geographischen Lage nach den Alpen näher steht, geradezu dem Jura zugetheilt, da die Kreidebildungen desselben im vollen Gegensatze zu jenen der benachbarten Voirons nicht in alpiner, sondern in rein jurassischer Facies entwickelt sind, eine Thatsache, die insbesondere durch die eingehenden paläontologischen Arbeiten von P. de Loriol [2]) ausser Zweifel gestellt wurde. Seit allerdings die neueren Erfahrungen gelehrt haben, dass die »alpine« und »jurassische« Facies der Kreidebildungen keineswegs auf gewisse geographische Provinzen beschränkt, nicht heterotopische, sondern lediglich heteropische Ablagerungen aus jener Epoche seien, hat jenes Argument, auf Grund dessen die Zugehörigkeit des Salève zum Jura ausgesprochen wurde, wesentlich an Bedeutung verloren. [3])

Die jungtertiären Bildungen des Cantons Genf und der Bornes (zwischen dem Zuge des Salève und den Kreideketten im NO. des Lac d'Annecy) greifen südwärts in einem spitzen Dreieck bei Aix les Bains und Chambéry zwischen die subalpinen Ketten der Kalkzone des Dauphiné und den Jura ein. Der letztere tritt südlich von Cham-

---

[1]) »Geologie der Schweiz«, I. Th., p. 5.

[2]) P. de Loriol, »Description des animaux invertebrés fossiles contenus dans l'étage Néocomien moyen du Mont Salève«. Genève 1861. Vergl. auch E. Favre, »Description des fossiles du terrain jurassique de la Montagne des Voirons.« Mém. Soc. Paléont. Suisse, vol. II, 1875.

[3]) Vergl. M. Vacek, »Neocomstudie«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anstalt, Wien 1880, 30. Bd., p. 505 ff.

béry unmittelbar an die Alpen heran. Die grosse Störungslinie der »faille de Voreppe« bildet auf der Strecke Chambéry-Voreppe die tektonische Grenzscheide gegen das Massiv der Grande Chartreuse.

Ein Profil durch den Kettenjura in der Region zwischen dem Genfer See und Poligny oder Lons-le-Saulnier lässt nach Bertrand[1]) eine deutliche Scheidung in drei Zonen erkennen, je eine Zone intensiver Faltung am Rande des Gebirges — die »Région du vignoble« im W. und die »Région des hautes chaînes« im O. — und eine Plateauzone in der Mitte. Von diesen drei Zonen tritt nur die östliche, jene der »Hochketten« mit den Alpen in Berührung. Während die Falten des Juragebirges noch auf der Strecke zwischen dem Genfer See und dem Thale des Ain nach den Beobachtungen von Bourgeat[2]) siebenmal hintereinander Ueberstürzung der Schichten zeigen, stellt sich in den meridional streichenden Ketten entlang des Sees von Bourget ein regelmässiger, antiklinaler Bau ein. Hollande[3]) hat ein Profil dieses Grenzstreifens zwischen Jura und Alpen bei Chambéry beschrieben, das die Chaîne de l'Épine, den südlichsten Ausläufer der Dent du Chat (1497 m) an der Westseite des Lac de Bourget überquert. In diesem Profil bilden die jurassischen Ketten zwei normale, durch eine Synklinale getrennte Gewölbe. Die »faille de Voreppe« durchschneidet im Osten derselben bei La Combaz die miocäne Molasse, die sich auf die jurassischen Ketten in sanft geneigter Schichtstellung und beinahe concordant auflegt (Lory, Maillard u. a.), während sie am Aussenrande der »Chaînes subalpines« überschoben erscheint. Die letzteren beginnen in diesem Profile mit dem Plateau von Montagnole und bilden zunächst eine nach W. überkippte Antiklinale mit einer darauffolgenden Mulde und sodann erst eine weitere normale Antiklinale.

---

[1]) A. de Lapparent, »Traité de géologie«, vol. II, p. 1410.

[2]) Bourgeat, »Sur la répartition des renversements des terrains dans la région du Jura comprise entre Genève et Poligny«. Comptes rendus Acad. scienc., 1886, CII, p. 563 ff.

[3]) »Coupe de l'Épine au Pas de la Fosse.« Revue géol. Suisse pour 1880, par E. Favre, p. 149.

Die Kette des Mont du Chat endet bei Les Échelles und St. Laurent du Pont. Dagegen tritt südlich von dem letzteren Orte ein zweiter Hügelzug an die »faille de Voreppe« heran, der eine Fortsetzung der jurassischen Kette des Mont Tournier (834 m) darstellt. Dieser Zug erreicht zwischen Voreppe und St. Jean de Moirans die Isère und findet an derselben als orographisch selbstständiges Gebirgsglied sein Ende.[1]) Dagegen ergibt sich zwischen demselben und den Kreideketten der Montagnes de Royans auf dem linken Ufer der Isère ein inniger tektonischer Zusammenhang. Wie Lory[2]) bereits vor langer Zeit gezeigt hat, setzt sich nämlich die »faille de Voreppe« aus dem Massiv der Chartreuse bis tief in das Innere des Berglandes von Royans und Vercors fort und besteht zwischen derselben und jener grossen Störung, die die östliche Begrenzung der Thäler von Montaud und Rencurel bildet und gleichfalls die Molasse auf der einen mit den mesozoischen Schichtgliedern auf der anderen Seite in Berührung bringt, vollständige Continuität. Der Zusammenhang des Jura und der Alpen ist hier nicht weniger eng als jener zwischen zwei anderen Zonen innerhalb der Alpen selbst. Die südlichste Falte des Jura und die dieselbe gegen Osten begrenzende Störung lassen sich bis in die »Chaînes subalpines« verfolgen und gehen aus diesen selbst hervor. Das Juragebirge ist demgemäss, strenge genommen, ebenfalls nur ein tektonisches Glied der Alpen, das erst in seinem weiteren Verlaufe den übrigen alpinen Zonen gegenüber eine grössere Selbstständigkeit gewinnt.[3])

[1]) B. Studer, »Geologie der Schweiz«, I. Th., p. 5 u. 138.

[2]) Ch. Lory, »Coupes géologiques de la Grande Chartreuse«. Bull. Soc. Géol., sér. 2, t. IX, p. 228.

[3]) Die Ansicht C. Gümbel's, dass das Juragebirge trotz der nahen Berührung nicht als eine Nebenzone der Alpen aufgefasst werden könne, weil der Zusammenhang nur durch das enge Aneinanderrücken beider Gebirge, nicht durch innere Beziehungen hergestellt sei (»Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges«, Gotha, Justus Perthes, 1861, p. 7), hat in der durch die Beobachtungen von Lory, Hollande u. A. festgestellten Thatsache des Uebergreifens der »Faille de Voreppe« und der Falte des Mont Tournier auf das linke Ufer der Isère keine Bestätigung gefunden. — Auch A. Heim (Länderkunde von Europa, I. Th., p. 343) fasst den Jura nur als einen »abgeirrten Seitenzweig der Alpen« auf.

Aus der Zusammenfassung der Einzeldarstellungen dieses Abschnittes ergibt sich eine Gliederung des italienisch-französischen Alpengebietes in nachfolgende Zonen:

1. Zone der inneren Centralmassen oder des Monte Rosa (Gürtel des Piemont bei Desor); dieser untergeordnet die wenig bedeutende Nebenzone der Vanoise (Gürtel des Wallis z. Th. bei Desor).

2. Innere Kalk- und Schieferzone der Westalpen oder Zone des Briançonnais.

3. Zone der äusseren Centralmassen oder des Montblanc (Gürtel des Dauphiné bei Desor).

4. Zone der »Chaînes subalpines« (Lory) oder Kalkzone des Dauphiné.

5. Zone des Chablais.

6. Molassezone.

7. Juragebirge.

II. Abschnitt.

Die äusseren alpinen Zonen und die Zone des Montblanc in den Schweizer Alpen und ihre Fortsetzung jenseits der Rheinlinie.

Antiklinale der Schweizer Molasse. — Freiburger Alpen und Emmenthaler Alpen Glieder der Zone des Chablais. — Faille du Pillon. — Flyschzone des Niesen. — Exotische Blöcke. — Störung am Thuner See. — Keuperbecken des Vierwaldstätter Sees. — Bedeutung der »Riffdurchbruchlinien«. — Ende der »äusseren Kalkkette« der Mittelschweiz am Linththal. — Tektonische Stellung der Waadtländer und Berner Kalkhochalpen. — Kalkalpen der Nordostschweiz. — Contactzone des Aarmassivs. — Anordnung in drei Parallelketten. — Faltensystem Räderten—Rautispitz. — Glärnischzug. — Windgällenkette. — Anschluss des Säntisgebirges. — Tektonik des Churfirstengrates. — Grabenbruch des Seezthales. — Region der sogenannten Glarner Doppelfalte. — Bregenzerwald. — Säntisketten, Kreidegebiet von Vorarlberg und Flyschzone der Ostalpen eine tektonische Einheit. — Die Grenze der ostalpinen Flysch- und Triaszone ein Bruch. — Einfaltung jüngerer Sedimente innerhalb des Aarmassivs. — Oestliches Ende der Zone des Montblanc. — Beziehungen zwischen Aar- und Gotthard-Massiv.

Eine einheitliche und stetige Curve bezeichnet den Nordrand der Schweizer Alpen. Sie entspricht dem Verlaufe der grossen nördlichen Antiklinale des Molassestreifens, der während der Miocänzeit noch in die alpine Faltung mit einbezogen wurde. Die gefaltete Molasse repräsentirt Bildungen oberoligocänen und miocänen Alters. Zwischen beiden besteht in den bayrischen Alpen nach C. Gümbel's[1])

[1]) C. W. Gümbel, »Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete«. Sitzungsber. d. k. bayr. Akad. d. Wiss., 1887, 2. Heft, p. 324.

Untersuchungen eine Discordanz, die nach Uhlig[1]) auch in den subkarpathischen Ablagerungen sich wiederfindet.

Als eine ausgeprägte Zone treten die Molassebildungen zuerst nördlich von Aix-les-Bains auf, an jener Stelle, wo sich die östlichste der jurassischen Ketten von der Kalkzone des Dauphiné ablöst. Die Molasse erscheint hier einerseits unmittelbar am Rande der älteren Sedimente steil aufgerichtet und oft von den letzteren überschoben, andererseits in einer nach Westen überstürzten Antiklinale in grösserer Entfernung vom Rande des Kalkgebirges aufgebogen. Dieses Verhältniss findet sich nördlich vom Genfer See wieder. So überschiebt die erste Kette der Freiburger Alpen, jene des Niremont und der Pléiades, die Molasse des Jorat, geradeso wie die Kette der Voirons die Molasse ihres westlichen Gehänges.[2]) Dann folgen weiter nach Westen meist eine oder mehrere Wellen und zuletzt unweit Lausanne eine stärker accentuirte Antiklinale, die Fortsetzung derjenigen, in deren aufgebrochenem Gewölbekern östlich von Genf noch der Jura- und Kreidezug des Salève zu Tage tritt.

Diese nördliche Antiklinallinie der Molasse ist es, die Studer[3]) und Escher dem ganzen Nordrande der Alpen entlang bis zum Rhein und noch über diesen hinaus in das südwestliche Bayern verfolgt haben. Sie streicht von Lausanne über Oron-la-Ville durch den Mont Gibloux (1203 m) gegen Rechthalden und über den Zug des Giebelegg (1131 m) zur Aar. Sie erscheint, ohne von der Querstörung des Thuner Sees betroffen zu werden, auf dem rechten Aarufer bei Heimenschwant genau in der Streichrichtung des Giebelegg wieder, zieht von dort ab ununterbrochen weiter über Marbach, Vierstocken, den Zusammenfluss der Emme und des Kienis, Rothmoos, Lifelen, den Sonnenberg bei Luzern zum Zuger See, den sie bei Böschenroth

[1]) V. Uhlig, »Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst. 1888, p. 260.

[2]) E. Favre et H. Schardt, »Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud etc.«, l. c. p. 282.

[3]) Die grundlegende Arbeit ist B. Studer's »Beitrag zu einer Monographie der Molasse«, Bern 1825.

mit einer Ausbiegung gegen Norden kreuzt, dann zwischen dem Rossberg (1018 m) und Hohen Rohnen (1232 m) hindurch zur Sihl. Hier erfährt sie, wie KAUFMANN[1]) gezeigt hat, eine Querverschiebung um beiläufig 500 Meter. Um diesen Betrag nach Norden gerückt, kreuzt sie zwischen Pfäffikon und Heiligenkreuz (zwischen Utznach und Utznaberg) den Züricher See und, stets die gleiche Streichrichtung (ONO.) einhaltend, das Thal der Thur bei Kappel. Ihren Verlauf im Canton St. Gallen haben zuerst ESCHER und STUDER, später DEICKE[2]) und GUTZWILLER[3]) beschrieben. Das Streichen der axialen Linie des Gewölbes wendet sich von Kappel an allmälig gegen NO. über Hundwyl, Haslen und dem Nordfuss des Gäbris (1250 m) entlang bis Trogen, kehrt aber weiterhin über Girtannen, Oberegg und Schönbühl wieder in die alte ONO.-Richtung zurück bis St. Margarethen, wo die breite Ebene des Rheinthals eine Unterbrechung des Gebirges herbeiführt. Jenseits des Rheins wird die Antiklinale ohne jede Querverschiebung nördlich von Schwarzach neuerdings sichtbar und zieht von dort nach GÜMBEL's[4]) Beobachtungen über den Sulzberg, Grossgschwend, Irschengrund, Vorderreutte, Gelnhofen, Schlegelhalde, Gschwend und Aigis mit annähernd NO.-Streichen zum Hauchenberge, in dessen Fortsetzung gegen den Iller zu ihre Spuren sich verlieren.

Dieser durch die Stetigkeit ihres Streichens in einer nur wenig und mit Ausnahme der Querverschiebung bei Pfäffikon ganz allmälig von der Richtung ONO. bis NO. abweichenden, sehr flachen Curve ausgezeichneten Linie steht in der Mittel- und Ostschweiz eine zweite, südliche Antiklinale gegenüber, die dem Rande der älteren Sedimente näher verläuft und deren südlicher Schenkel widersinnig unter das

[1]) F. KAUFMANN, »Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse«. Neue Denkschr. d. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturwiss., XVII, Zürich 1860.

[2]) DEICKE, »Beiträge über die Molasse der Schweiz«. N. Jahrb. f. Min., 1852, p. 35.

[3]) A. GUTZWILLER, »Geologische Beschreibung der Molasse und der jüngeren Ablagerungen im Kanton St. Gallen«. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, XIV. Lfg., 1877. und A. GUTZWILLER u. SCHALCH, »Geologische Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen«, ibid., Bern 1883.

[4]) C. W. GÜMBEL, »Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges«. Gotha, Justus Perthes, 1861, p. 694 u. 740.

ältere Gebirge einfällt. Im Gebiete dieser südlichen Antiklinale liegen die höchsten Erhebungen der Molassezone, wie der Rigi (1800 m) und Speer (1956 m), wo KAUFMANN die gesammte Mächtigkeit der Molassebildungen auf 1700 m veranschlagt. Aber diese Antiklinale bildet keine zusammenhängende, weithin fortstreichende Linie, sondern sie ist vielfach zerrissen, bald weiter nach Norden hinausgedrängt, bald nach Süden zurücktretend, je nachdem der Rand des älteren Gebirges sich mehr oder weniger tief in die Molassezone vorschiebt. Nur selten ist die Synklinale zwischen beiden antiklinalen Zügen als normale Mulde erhalten, wie in der Gegend bei Luzern (KAUFMANN l. c.), in der Regel dagegen einseitig verdrückt, »indem der südöstliche Flügel der Mulde überstürzt, auf den nordwestlichen hingeworfen und ihm nahezu parallel gelagert wurde«. Auch ist der synklinale Streifen vielfach wieder in sich selbst gefaltet, besonders energisch in den Cantonen St. Gallen und Appenzell, wo innerhalb desselben eine dritte Antiklinale hervortritt, die als die eigentliche Fortsetzung der randlichen Antiklinale am Nordfusse der Hochfluh und des Vitznauerstockes zu betrachten ist.

Allenthalben zeigt sich die Tektonik der Molassezone an ihrem südlichen Rande beeinflusst von dem Umriss des älteren Gebirges, der seinerseits wieder, wie KAUFMANN gezeigt hat, von dem Widerstande der harten Nagelfluh innerhalb der ersteren sich abhängig erweist, während die nördliche Antiklinale gleichmässig und ununterbrochen fortstreicht. Auf die, wie ich glaube, bisher noch keineswegs genügend gewürdigte Bedeutung dieses Gegensatzes für die Structur der Alpen wird an anderer Stelle hingewiesen werden.

Die steile Aufrichtung der Molasse am Rande der älteren Sedimente findet sich im Bregenzerwald und den bayrischen Alpen wieder und sie dauert auch östlich vom Iller, wo die grosse nördliche Antiklinale erlischt, noch an. An dieser Stelle, östlich von der Linie Wertach, Nesselwang, Seeg, Sulzschneid, Auerberg, die zugleich, wie GÜMBEL[1]) nachgewiesen hat, mit einer heteropischen Grenze in der

[1]) C. GÜMBEL, »Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges«, p. 683.

Ausbildung der oligocänen Molasse zusammenfällt, geht das Streichen der Molasseschichten geradeso, wie dasjenige des älteren Gebirges aus der nordöstlichen in eine westöstliche Streichrichtung ziemlich unvermittelt über.

Die Molassezone steht auch weiterhin ostwärts in Bezug auf ihre Tektonik vollständig unter dem Einfluss der südlich anschliessenden Flyschzone, wie dies die eigenthümlichen, von Gümbel (l. c. p. 694) beschriebenen, beckenförmigen Umbiegungen der Molasseschichten am Ausgange des Inn- und Loisachthales, am Engelberge bei Au und am Kleinen Weilberge bei Grossweil beweisen.[1]) Weiter vom Gebirge entfernt legen sich die Schichten der Molasse allmälig flacher und die einzelnen Wellen ersterben gegen Norden zu. Eine zweite äussere Antiklinale, wie sie die Nordgrenze des gefalteten Molassestreifens von Savoyen bis zum Iller bezeichnet, fehlt in dem Entwicklungsgebiet der oligocänen Molasse in bayrischer Facies.

Zwischen Inn und Salzach erlöschen die Faltenzüge der Molasse auch in dem dem Gebirgsrand unmittelbar benachbarten Theile des tertiären Vorlandes. Das Miocän liegt im Donaugebiete auf der Nordseite der Alpen flach und in ungestörter Lagerung und erst am Rande der grossen Einbrüche im Osten gegen das Wiener Becken und die pannonische Tiefebene finden sich miocäne Bildungen, wie die lignitführenden Ablagerungen von Pitten, abermals steil aufgerichtet und von Dislocationen betroffen. Die östliche Grenze des Molassestreifens als einer zusammenhängenden Faltungszone der Alpen kann daher beiläufig an die Salzach verlegt werden.

Die erste Zone, die innerhalb der Westschweiz mit jener der Molasse in Berührung tritt, ist die Zone des Chablais.

Die Alpen des Chablais finden jenseits des Genfer Sees und des Rhône ihre unmittelbare Fortsetzung in den Waadtländer und Freiburger Alpen. Derselbe Gegensatz, der zwischen den »Chaînes exté-

[1]) Die bergmännischen Aufschlüsse in den kohlenführenden Tertiärschichten bei Miesbach haben, wie Gümbel mittheilt, das Vorhandensein mehrerer nordwärts überschobener Falten noch am Nordsaume der Alpen zwischen Tegernsee und dem Wendelstein erwiesen. Vergl. E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, I. Bd., p. 285 u. 286.

rieures« oder den Voralpen des Chablais und den »Hautes chaînes calcaires« der Dents Blanches und Dents du Midi besteht, findet sich zwischen den obengenannten Gebirgsgruppen und den Kalkalpen der Wildhorn-Gruppe wieder. Schon Studer[1]) wusste sehr wohl, dass »die geologische Structur und Formationsfolge der zwischen der Arve und Aare liegenden Gebirge von derjenigen des Alpenlandes zwischen der Aare und dem Rheinthal wesentlich verschieden sei«, und auch A. Heim[2]) betont, dass die Ketten der Freiburger Alpen »durch eine besondere Entwicklung des Unteren Jura und der Trias ausgezeichnet seien und getrennt von den übrigen jurassischen Ketten mit mehr als gewöhnlicher Selbstständigkeit aus der Eocänzone auftauchen«. Eine ausführliche Darstellung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse dieses Gebirgsstückes haben in den letzten Jahren E. Favre und H. Schardt[3]) für die Waadtländer Alpen und V. Gilliéron[4]) für die Freiburger Alpen gegeben.

Das für die Alpen des Chablais bezeichnende, halbbogenförmig gekrümmte Streichen der Faltenzüge erscheint in den Waadtländer und Freiburger Alpen gegenüber den geradlinig hinstreichenden Falten der Berner Kalkalpen noch schärfer accentuirt. Zwischen dem Thuner See und dem Rhônedurchbruch von Bex zum Genfer See beschreiben die einzelnen Ketten auf einer Längenerstreckung von 70 Kilometer ein gegen NW. convexes Kreissegment, das beiläufig dem sechsten Theil der gesammten Peripherie des Bogens entspricht. Das Rhônethal selbst fällt mit einer Linie zusammen, an der die Ketten des Chablais und der Waadtländer Alpen in einem gegen das Innere des Gebirges zu gerichteten Winkel aneinanderstossen. Dieser Winkel ist am Aussenrande der Alpen am steilsten (bis 100 °) und wird gegen die inneren Ketten zu immer stumpfer.

---

[1]) »Geologie der Schweiz«, I. Th., p. 36.

[2]) A. Heim, »Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung«. Basel 1878, II. Th., p. 218.

[3]) Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, XXII, 1887.

[4]) V. Gilliéron, »Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg«. Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, livr. XII, 1873, und »Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne etc.«, ibid., livr. XVIII, Berne 1885.

Das Rhônethal ist daher auf der Strecke von St. Maurice bis zum Genfer See in gewissem Sinne allerdings ein tektonisches Thal, aber es fällt weder mit einer verticalen Verwerfung, noch mit einer Querverschiebung zusammen, da sich die Faltenzüge zu beiden Seiten des Thales vollständig entsprechen. Die einzelnen Falten und Dislocationen gehen aus den Alpen des Chablais in jene des Waadtlandes ohne eine Störung zu erleiden hinüber. Selbst noch zu beiden Seiten des Genfer Sees ist die Uebereinstimmung der einzelnen Ketten eine sehr weitgehende. Die äusserste Kette des Chablais, jene der Voirons, findet sich mit vollständig gleicher Structur in dem Zuge des Niremont und der Pléiades wieder, und die grosse Verwerfung, welche die Voirons von der nächstfolgenden Kette im Osten trennt und dem Thale der Arve bei Contamines folgt, scheidet in ihrer Fortsetzung den Zug des Niremont von jenem des Moléson.

Am regelmässigsten ist der Bau in den äusseren Ketten, die sich als zusammenhängende Faltenzüge vom Genfer bis zum Thuner See verfolgen lassen. Es sind dies die Kette der Berra (1724 m) mit Niremont und Pléiades, die Kette Moléson (2005 m) — Ganterist (2177 m), die Kette des Mont Cray (2074 m), Vanil Noir (2391 m) und Stockhorn (2193 m), endlich die Kette Tour d'Ay (2331 m) — Dent de Ruth (2244 m) — Gastlosen. Alle diese Ketten bilden nach Westen überschobene Falten von jurassischen, cretacischen und eocänen Gesteinen. Am stärksten ist die Ueberschiebung in der Kette der Gastlosen, wo die Jurabildungen über den westlich vorliegenden Flyschstreifen entlang einer Wechselfläche vollständig überschoben sind und die aus der Zerreissung der ursprünglichen Antiklinale hervorgegangene Kette stellenweise zu einer Reihe von einzelnen Klippen reducirt ist.[1])

Es folgt sodann die erste grosse Synklinale der eocänen und oligocänen Flyschbildungen, mit dem Laufe der Simme unterhalb Reidenbach zusammenfallend, hierauf die Antiklinalzone der klippenförmigen Jura- und Kreideaufbrüche des Rubli, der Gummfluh (2459 m) und Spielgärten (2485 m), endlich die breite Flyschzone des Niesen

[1]) Vergl. Favre et Schardt, l. c. p. 368.

(2366 m), die Fortsetzung der Flyschregion des Val d'Illiez, welche die mesozoischen Ketten des Chablais und Faucigny von jenen der Dents du Midi trennt.

Die Kalkzüge, die zwischen den beiden Synklinalen von Flysch im Gebiete der Saane und Simme aus der den älteren Bildungen transgressiv angelagerten Flyschdecke emporragen, stellen bereits echte Klippen im grössten Stile dar. In denselben spielen mächtige, versteinerungsleere, dolomitische Kalke eine hervorragende Rolle, die von den schweizerischen Geologen mit den in diesem Gebiete unzweifelhaft ebenfalls vorhandenen oberjurassischen Hochgebirgskalken vereinigt, von M. Vacek[1]) jedoch als triassisch gedeutet wurden. Aehnliche Kalke finden sich auch innerhalb der triassischen Aufbruchslinie zwischen den Ketten des Ganterist und Stockhorn, wo die Trias durch fossilleere Rauchwacken, Gypse und Zellendolomite vertreten erscheint, die von versteinerungsführenden rhätischen Schichten mit *Avicula contorta* (z. B. im Thale des Javroz und des Jaunbaches) überlagert werden.

Noch bemerkenswerther sind die triassischen Aufbrüche am Südrande der Flyschzone des Niesen, bei Bex und im Gebiete der Ormontthäler. Hier befindet sich an der Grenze gegen die »Chaînes intérieures« die Region der grössten Störungen, wieder bezeichnet durch einen Streifen liassischer und jurassischer Klippen, an denen die Kreide- und Tertiärbildungen der Berner Kalkalpen am Col de Pillon mit einer wahren »faille« abstossen. Noch bei Spiez am Thuner See treten aus dem Flysch Aufbrüche von Kössener Schichten und Jura in der Gestalt von Klippen zu Tage.

Innerhalb der Flyschzone des Niesen treten auch im oligocänen Flysch jene merkwürdigen Breccien von krystallinischen Gesteinen und jene exotischen Blöcke auf, deren Deutung noch immer eine sehr umstrittene Frage in der geologischen Literatur der Westschweiz bildet. Der Fortsetzung dieser Zone gehören innerhalb des Flysch-

[1]) M. Vacek, »Ueber die Fauna der Oolithe von Cap St. Vigilio, verbunden mit einer Studie über die obere Liasgrenze«. Abh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., XII, 1886, p. 186.

streifens, der die jurassischen Ketten des Chablais von jenen der Dents du Midi scheidet, die drei von A. Favre[1]) entdeckten $1^1/_2$ Kilometer langen Granitinseln bei Tanninges im Thale des Giffre an, über deren Natur als anstehende Gesteine kein Zweifel obwalten kann.

Entgegen der älteren von Bachmann begründeten Anschauung, dass jene Breccien von einem tiefer liegenden, gegenwärtig verschwundenen Grundgebirge herrühren, sind H. Schardt[2]) und E. Renevier[3]) für einen glacialen Ursprung derselben eingetreten, der die Annahme einer oligocänen Eiszeit involvirt. Gegen eine solche Deutung sprechen nicht allein die Erfahrungen der österreichischen Geologen in Bezug auf die Verbreitung der durchaus analogen, exotischen Blöcke im Flysch der Karpathen, sondern auch die Entdeckung krystallinischer Inseln, derjenigen von Tanninges vergleichbar, in der Flyschzone der Ostalpen, so bei Hindelang im Algäu durch Gümbel.[4]) und am Bolgenberge bei Feuerstädt in Vorarlberg durch Murchison.[5]) Es dürfte noch immer am nächsten liegen, die Provenienz der exotischen Blöcke und Breccien auf die Abrasion und Umlagerung ehemaliger krystallinischer Klippen während der Oligocänzeit zurückzuführen, ein Vorgang, wie er für die Entstehung der aus jurassischen Gesteinen bestehenden Hornfluhbreccie und der »Brèche de Chablais« im Flysch der Savoyer und Schweizer Alpen gleichfalls angenommen wird.

[1]) A. Favre, »Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes Suisses et de la chaîne du Montblanc«. Publiée par la comm. géol. Suisse 1884.

[2]) H. Schardt, »Études géologiques sur le Pays d'Enhaut Vaudois«. Bull. Soc. Vaud. sc. nat., 1884, t. XX, p. 29.

[3]) Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, livr. XVI, 1890, p. 458.

[4]) C. Gümbel, »Nachträge zur geognostischen Beschreibung des bayrischen Alpengebirges«. Geognostische Jahreshefte 1888, I. Bd., p. 163 ff.

[5]) R. Murchison, »Structure of the Eastern Alps«. Transact. Geol. Soc. London, ser. 2, vol. II, p. 334. Gerade das massenhafte locale Auftreten krystallinischer Gesteine auf dem Bolgenberge lässt sich nur mit der Annahme eines krystallinischen Untergrundes, dessen Oberfläche durch die jüngeren Flyschbildungen verdeckt ist, in Einklang bringen. Vergl. auch M. Vacek, »Ueber Vorarlberger Kreide«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., XXIX. Bd., 4. Heft, 1879, p. 723.

M. Bertrand[1]) hat jene supponirten Aufbrüche krystallinischer Gesteine durch die Annahme eines »Cran de retour« — analog der mit diesem Namen bezeichneten Störung im belgisch-französischen Steinkohlengebiete — auf der Nordseite der Schweizer Alpen zu erklären versucht, der am Nordrande einer vom Genfer See bis zum Rhätikon sich erstreckenden Ueberschiebungszone (région de recouvrement) die älteren Bildungen wieder zum Vorschein bringen soll. Eine solche Beschränkung der exotischen Blöcke und Breccien auf eine bestimmte Zone ist jedoch in der Natur nicht vorhanden. Das Vorkommen derselben in der Zone des Niesen, im Habkernthale, wo sie zuerst durch B. Studer[2]) entdeckt wurden, und den Voirons[3]) entspricht allerdings dieser Voraussetzung. Dagegen liegen die Granitinseln von Tanninges noch innerhalb der »Région de recouvrement«. Der Versuch, die Verbreitung jener Bildungen innerhalb der Flyschzone auf ein einfaches tektonisches Gesetz zurückzuführen, muss demnach bisher als misslungen bezeichnet werden.

Die Freiburger Alpen finden gegen Osten am Thuner See ihr Ende. »Der Thuner See« — sagt Studer[4]) — »trennt zwei sehr verschiedene Gebirge. Es müsste in der Gegend des oberen Thuner Sees eine Verschiebung, senkrecht auf das Streichen, von beinahe zwei Schweizer Stunden vorausgesetzt werden, wenn man die Formationen der beiden Ufer in Verbindung setzen wollte.« Eine solche Querstörung ist, wie der Bau des Ralligergebirges zeigt, allerdings vorhanden, doch darf ihre Bedeutung für die Structur der Zone des Chablais nicht überschätzt werden. Die Verschiedenheit der Gesteinsschichten zu beiden Seiten des Thuner Sees entspricht weniger einer Querverschiebung, durch die der westliche Flügel des Gebirges, also das Gebiet der Freiburger Alpen, dem östlichen gegenüber nach

---

[1]) M. Bertrand, »Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord«. Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. XII, 1884, p. 328.

[2]) B. Studer, »Monographie der Molasse«. Bern 1825, p. 167.

[3]) A. Favre, »Recherches etc.«, t. II, p. 10.

[4]) B. Studer, »Zur Geologie des Ralliger Gebirges». Mitth. d. naturf. Ges. in Bern, 1871, p. 194.

Norden verschoben wäre, als vielmehr dem Umstande, dass östlich vom Thuner See die Intensität der Faltung im allgemeinen geringer war und so tiefe Schichtglieder wie in den Freiburger Alpen überhaupt nicht mehr Ketten bildend auftreten. Schon zwischen der Kette des Morgenberghorns (1251 m) und jener des Brienzergrates ist kein Anzeichen einer Querverschiebung mehr vorhanden, in gleicher Weise setzt sich die Flyschzone des Niesen unbeeinflusst durch eine andere Störung als jene, die durch die Umbiegung der Kreideschichten des Ralligergebirges entlang dem Nordrande des Thuner Sees entsteht, in der ganz analog gebauten Mulde des Habkernthales fort, die über Sörenberg, Sarnen, Stanz und Schwyz bis zum Zusammenflusse der Limmat und Linth zieht. Den Klippenzügen am Südrande der Flyschzone des Niesen entsprechen die Aufbrüche des sogenannten Keuperbeckens am Vierwaldstätter See, der Störungslinie des Col de Pillon der Contact jener Aufbruchszone mit den nordfallenden Kreideketten der Bauenstöcke, des Brisen (2406 m) und Arvigrates.

Die Störung des oberen Thunerseethales besitzt daher für die Structur der Schweizer Kalkalpen nicht jene Bedeutung, die ihr während der Juraepoche als eine Scheidelinie zwischen zwei Gebieten mit heteropischer Entwicklung der oberjurassischen Bildungen zukam.[1])

Eine detaillirte Schilderung des wenig passend als Keuperbecken bezeichneten Gebietes zwischen Sarnen und Alpthal hat kürzlich U. Stutz[2]) veröffentlicht. Es besteht dasselbe aus den drei getrennten Gruppen der Mythen bei Schwyz, des Buochser- und Stanserhorns (1900 m) und der Giswylerstöcke oberhalb des Sarner Sees. Die Basis einer jeden Gruppe bilden Gypsstöcke, deren triassisches Alter durch die Ueberlagerung der Gypsmassen durch schwarze Mergel mit *Equisetum columnare* am Fusse der Grossen Mythe und durch versteinerungsreiche Kössener Schichten an der Südseite des Buochserhorns erwiesen ist. Das Liegende des Gypses mit den dazugehörigen Dolomiten und Rauchwacken erscheint nirgends aufgeschlossen. Diesem Grund-

[1]) Vergl. C. Moesch, »Der Jura in den Alpen der Ostschweiz«. Zürich 1872, p. 1.

[2]) U. Stutz, »Das Keuperbecken am Vierwaldstätter See«. N. Jahrb. f. Min., 1890, II. Bd., 2. Heft, p. 99 ff.

gebirge entragt eine Reihe von sehr gestörten Kalkschollen, die zum Theil jurassisches Alter besitzen, zum Theil aber jenen versteinerungsleeren Kalken entsprechen, die in der Gruppe der Spielgärten und des Niederhorns nach Vacek die Trias vertreten, während sie von Gilliéron ebenfalls zum Jura gezogen werden. Bei den sehr complicirten Lagerungsverhältnissen in der Gruppe der Mythen kann die Frage auch durch die neueste Arbeit von Stutz, der für ein jurassisches Alter des Kalkes der Kleinen Mythe eintritt, wohl noch nicht als gelöst betrachtet werden. Jedenfalls bezeichnet das sogenannte Keuperbecken am Vierwaldstätter See eine Region ungewöhnlich intensiver Störungen im Bau des Gebirges, geradeso, wie der südliche Rand der Flyschzone des Niesen bei Bex und am Col de Pillon.

Ob zwischen der Gruppe der Giswyler Stöcke und dem Thuner See triassische Aufbrüche innerhalb der Flyschmulde von Sörenberg und Habkern noch zu Tage treten, erscheint zweifelhaft. Die Gypsvorkommen, an die man hier denken könnte, gehören nach F. Kaufmann's[1]) Ansicht theils den Schichten von Iberg, theils dem Flysch an. Auch fehlen pflanzenführende Keupermergel und Kössener Schichten, die einen bestimmten Schluss auf das Alter jener Gypslager zulassen würden. Erst auf dem südlichen Ufer des Thuner Sees finden sich wieder echte rhätische Bildungen mit *Avicula contorta* zwischen Spiez und Leissigen.[2])

An dem nordwestlichen Rande der eocänen Mulde von Unterwalden und Schwyz, die sich in tektonischer Beziehung als die nur durch die Störung am Thuner See von der Flyschzone des Niesen getrennte Fortsetzung der letzteren erweist, erhebt sich aus der Flyschzone noch einmal eine Kette von Kalkbergen, die den Grenzwall der Kalkalpen gegen das Molassevorland bildet. Es ist dies der Zug

[1]) F. Kaufmann, »Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebung bis zur Brünigstrasse und Lungern-Grafenort«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXIV. Lfg., Bern 1886, p. 523.

[2]) Das von Kaufmann und Moesch erwähnte Lias-Keuper-Riff auf der Zettenalp an der Nordseite des Sigriswyler Grates liegt ausserhalb der Streichrichtung dieser Flyschzone und entspricht seiner Position nach beiläufig der bekannten Kalkklippe von Châtel St. Denys in den Freiburger Alpen.

der Ralligstöcke (1498 m), des Hochgant (2199 m), der Schrattenfluh (2076 m), Schafmatt (1980 m), des Pilatus (2133 m), Bürgenstockes, Vitznauerstockes (1448 m) und der Hochfluh (1702 m).

Diese »Aeussere Kalkkette«, wie sie von den Schweizer Geologen im Gegensatze zu den inneren Kalkketten der Urschweiz genannt wird, gehört ihrer Stellung nach der Zone des Chablais an. In der That wiederholt sich auch in ihrem Bau das bezeichnendste Merkmal der Faltenzüge des Chablais und der Freiburger Alpen, die halbbogenförmige Krümmung des Streichens im Gegensatze zu der geradlinig verlaufenden Streichrichtung der inneren Ketten. Man vergleiche beispielsweise den Verlauf der grossen Störungslinien: Klausenpass — Schächenthal — Surenen — Meiringen — Grosse Scheidegg oder: Klönthal — Pragelpass — Muotta — Isenthal — Grafenort — Melchthal — Brünig, die für die Structur der inneren Ketten bestimmend sind und dem Streichen der letzteren folgen, mit dem Kreissegment, das die äussere Kalkkette vom Thuner See bis Schwyz beschreibt, und man wird die Aehnlichkeit mit den Beziehungen der »Chaînes extérieures« zu den »Hautes Alpes calcaires« zugeben müssen. Es muss diese äussere Kalkkette nebst der südlich anschliessenden Flyschzone von Schwyz und Unterwalden unbedingt als ein Glied der Zone des Chablais betrachtet werden, da sie in Bezug auf ihre tektonische Stellung, den Kalkalpen der Mittelschweiz gegenüber, vollständig den Freiburger Alpen entspricht.

Die Intensität der Faltung ist in dieser äusseren Kalkkette nicht mehr so gross als in den Freiburger Alpen. Glieder der Juraformation treten nirgends mehr innerhalb der eigentlichen Kreidekette, sondern nur als isolirte Klippen im Flysch (Glashüttenalpe, Grossenegg, Zettenalp) zu Tage. Am mächtigsten entwickelt sind die Kreideschichten, dann das mittlere und obere Eocän, während das untere Eocän fehlt. Die Kette taucht zuerst am Thuner See nach Art einer Kapuze — wie Kaufmann (l. c. p. 573) sich ausdrückt — aus dem Boden auf, indem die Schichten fast allseits gegen den See einfallen, als würden sie gewissermaassen an der Querstörung, die durch den Thuner See geht, geschleppt erscheinen. Der Faltenbau der Kette ist nach den

Ausführungen KAUFMANN's vorwiegend von der Verbreitung der harten, widerstandsfähigen Schrattenkalke abhängig. Wo die Schrattenkalke mächtiger entwickelt sind, sind die Falten offener, weiter und weniger zahlreich.

Als Typus der Structur dieses Gebirgsstückes kann der Bau des Pilatus gelten, der aus mehreren sämmtlich nach Norden übergelegten Falten besteht. Der eigentliche Kern dieses Faltensystems entspricht dem Nordschenkel eines Gewölbes, dessen südlicher Schenkel den Mutterschwand- und Rotzberg bildet und sich bei Sarnen unter dem Flysch verliert.[1])

Die Antiklinale zieht sodann über den Bürgenstock zur Hochfluh und erlischt an der Senke zwischen Schwyz und dem Lowerzer See, derart, dass weiterhin das Flyschgebiet von Schwyz mit dem triassischen Aufbruch der Mythenstöcke unmittelbar an das Molassevorland grenzt.[2]) Jenseits der Sihl taucht sie jedoch noch einmal in dem Kreidegewölbe des Auberges (1702 m) auf, um sodann mit dem Zuge des Köpfenstockes (1903 m) bei Nieder-Urnen zu enden. Das Streichen ist hier in dem letzten Drittel des Kreissegments, das die sogenannte »äussere Kalkkette« beschreibt, genau W.—O. gerichtet und trifft unter spitzem Winkel mit demjenigen der ersten inneren Kalkkette zusammen, die vom Frohnalpstock (1993 m) am Vierwaldstätter See zum Rautispitz (2284 m) zwischen Glarus und Näfels zieht.

Die äussersten Vorposten der letzteren Kette, die am nächsten an die vorerwähnte herantreten, sind Fluhberg (2095 m), Thierberg (1993 m) und Friedlispitz (1731 m). Das Streichen derselben ist, dem Hauptstreichen der Alpen in der Nordostschweiz entsprechend, ONO. bis NO. gerichtet. Indem sich beide Ketten einander mehr und mehr nähern, keilt die grosse Flyschmulde von Unterwalden und Schwyz zwischen denselben allmälig aus. Allein sie ist selbst noch hier

---

[1]) F. KAUFMANN, »Geologische Beschreibung des Pilatus«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, V. Lfg., 1867.

[2]) F. KAUFMANN, »Rigi- und Molassegebiet der Mittelschweiz«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XI. Lfg., Bern 1872, und »Kalkstein- und Schiefergebiete der Kantone Schwyz, Zug und des Bürgenstockes bei Stanz«. ibid., XIV. Lfg., Bern 1877.

nach den Beobachtungen von Moesch[1]) durch eine »Riffdurchbruchlinie« charakterisirt, denn noch in den Iberger Alpen und bei Hinter-Wäggithal treten jurassische Klippen und Gypsstöcke aus derselben zu Tage.

Das Auskeilen der Flyschmulde gegen Osten und das nahe Aneinandertreten der beiden Kalkketten hat schon Escher von der Linth beobachtet und in vollkommen zutreffender Weise erkannt.

»Merkwürdiger Weise« — schreibt er[2]) — »wird durch die Kalkstöcke (d. i. die von den Räderten nördlich abzweigende Querkette) die Flyschbildung, welche zwischen dem Aubrig und dem Fluhbrig etwa $1^1/_2$ Stunden breit ist, beinahe völlig abgeschnitten, nur ein schmaler Ausläufer zieht sich zwischen dem Gugelberg (Köpfenstockkette) und dem Schimbrig (Schienberg) in die tiefe Lücke zwischen dem Köpfenstock und den Hörnern des Bockmättlistock und Ahornenkamm hinein. Während aber der Köpfenstock der ersten Kalkkette entspricht und sich gegen SO. einsenkt, scheinen ebenso deutlich alle die Hörner vom Schienberg an bis zum Nordabhang die zerrissenen Glieder der zweiten Kalkkette zu sein, welche in der breiten Masse des Fluhbrigs vereinigt sind.«

Mit diesen Worten ist das Verhältniss der sogenannten äusseren Kalkkette zu den inneren Kalkketten charakterisirt und zugleich die Grenze zwischen beiden deutlich bezeichnet.

Die »äussere Kalkkette« und die östlich von Hinter-Wäggithal zu einem schmalen Streifen reducirte Flyschmulde von Unterwalden und Schwyz endet bei Nieder-Urnen. Die Annahme von C. Moesch,[3]) dass die Säntiskette die directe, nur durch die Schotter des Linththales unterbrochene Fortsetzung der äusseren Kalkkette darstelle, lässt sich mit den Thatsachen in keiner Weise vereinigen. Der Säntiszug liegt ganz ausserhalb des Streichens der äusseren Kalkkette, und seine tektonische Fortsetzung sind die Faltenzüge des Kerenzenberges (1910 m)

[1]) C. Moesch, »Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Appenzell, St. Gallen, Glarus und Schwyz«, ibid., XIV. Lfg., 3. Abth., Bern 1881.

[2]) C. Moesch, l. c. p. 289.

[3]) l. c. p. 283.

und Rautispitz. Beide Streichrichtungen treffen in einem scharfen Winkel aufeinander, geradeso, wie beispielsweise die Ketten zwischen der Arve und dem See von Annecy auf jene des Chablais. So wenig die letzteren als eine Fortsetzung der ersteren gelten können, so wenig kann der Zug des Köpfenstockes und Aubrig als eine Fortsetzung des Säntis betrachtet werden.[1]) Das Thal der Limmat spielt vielmehr in der Structur der Alpen dieselbe Rolle wie dasjenige der Arve, es bezeichnet das Ende einer dem Gürtel der äusseren Centralmassen vorliegenden, selbstständigen Kalk- und Flyschzone.

Aus dieser Darstellung ergibt sich für die Structur der äusseren Theile der Schweizer Alpen zwischen der Arve und Limmat das folgende Gesammtbild.

Ein zusammenhängender Streifen von Flysch zieht aus der Gegend von Tanninges über Bex, die Ormontthäler, den Niesen, Habkern, Sörenberg, Sarnen und Schwyz bis Nieder-Urnen an der Linth. Diese Flyschzone, deren südlicher Rand durch eine Aufbruchslinie älterer Klippen markirt ist, erscheint dadurch als eine grosse Störungszone gekennzeichnet. Sie wird gegen das Molassevorland von drei in der Richtung von SW. nach NO. an einander gereihten, bogenförmig gekrümmten Faltenzügen begrenzt. Den südwestlichen Bogen bilden die Ketten des Chablais, den mittleren jene der Waadtländer und Freiburger Alpen, den nordöstlichen die sogenannte äussere Kalkkette der Urschweiz mit den Bergen des Entlebuch, dem Pilatus, Aubrig und Köpfenstock. Indem die beiden zuletzt erwähnten Falten-

[1]) Wenn Morsch die eocäne Mulde Toggenburg-Amden als die Fortsetzung der Flyschmulde Wäggithal-Iberg betrachtet, so geräth er mit seiner Auffassung des Säntiszuges als einer Fortsetzung der Kette Köpfenstock-Aubrig selbst in Widerspruch, denn der erstere liegt innerhalb (südlich), die letztere ausserhalb (nördlich) jener Flyschmulde. Die Flyschmulde von Obertoggenburg aber, die die Falten des Säntis auf ihrer Südseite umhüllt, liegt nicht im Streichen der Mulde von Amden, sondern bildet eben eine selbstständige, durch die Antiklinalen des Säntis, beziehungsweise dessen Fortsetzung im Gulmen (1790 m) von dieser getrennte Synklinale, die an der westlichen Abdachung des Leistkammes durch das Thal des Serenbaches gegen den Walensee ausstreicht. Die Fortsetzung der Flyschmulde von Amden ist auch nach Heim (Mechanismus der Gebirgsbildung, I. Th., p. 231) nicht jene von Wäggithal, sondern das Oberseethal.

bogen sich mit ihren, gegen die Molassezone convexen Scheiteln von der dem Hauptstreichen der Alpen folgenden Grenzlinie der Zone des Montblanc entfernen, erweitert sich, an der Stelle der stärksten Krümmung jener Bogen gegen NW., der Flyschstreifen zwischen den äusseren und inneren Ketten zu einer breiten Mulde, während er gegen die nach der Innenseite der Alpen gerichteten Enden der einzelnen Bogensegmente sich ausspitzt. So entsteht die grosse Synklinale im Gebiete der Saane und Simme, aus der der antiklinal gestellte Klippenzug der Spielgärten aufragt, und die Synklinale von Unterwalden. Während der Anschluss der Falten des Chablais an jene der Waadtländer Alpen ohne eine Querstörung sich vollzieht, tritt eine solche zwischen der Kette der Entlebucher Berge und den Freiburger Alpen am Thuner See ein. Weder im SW. über die Arve noch im NO. über die Limmat hinaus findet die Zone des Chablais eine Fortsetzung. Sie ist ein durchaus selbstständiges tektonisches Glied im Gebirgsbau der Schweizer Alpen, ebenso selbstständig in Bezug auf ihre Structur als in Hinsicht auf die Geschichte ihrer geologischen Entwicklung.

Die Kalkzone des Dauphiné, sagten wir (p. 42), wird an der Arve durch jene des Chablais in ihrer Stellung als die Randzone der Alpen gegen das Molassevorland abgelöst. Unweit des Durchbruches des Rhône bei St. Maurice verschwindet sie überhaupt als selbstständige Zone, oder sie verschmilzt, besser gesagt, jenseits desselben mit der Zone des Montblanc.

Die Dents du Midi, der äusserste gegen das Rhônethal vorgeschobene Posten der Kalkzone des Dauphiné, bilden eine geneigte Mulde von Eocän, auf der die Kreide in überstürzter Lagerung ruht und die an dem krystallinischen Massiv der Aiguilles Rouges abgesunken ist. Diese Mulde legt sich nun jenseits des Rhônethales auf das krystallinische Grundgebirge auf und bildet den Kalkstock der Dent de Morcles (2979 m).[1]) Die südliche Ecke der »Waadtländer

[1]) Favre et Schardt, l. c. p. 596 und E. Renevier, »Monographie des Hautes Alpes Vaudoises«. Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, livr. XVI, Berne 1890.

Hochalpen«, wie E. Renevier die Gruppen der Dent de Morcles (2979 m), des Grand Moëvran (3061 m) und der Diablerets (3251 m) nennt, besteht aus krystallinischen Gesteinen und stellt die unmittelbare, nur durch das Erosionsthal des Rhône unterbrochene Fortsetzung der Centralmasse der Aiguilles Rouges dar. Das letztere selbst zeigt in dem Profil von Martigny nach Evionnaz zwei Antiklinalen von Gneiss, Glimmerschiefer und sericitischen Schiefern, deren nördliche im Salentin (2495 m) gipfelt, während die südliche dem kleinen Massiv von Arpille (2082 m) entspricht. Beide werden durch die carbonische Mulde von Salvan getrennt, der die pflanzenführenden Anthracitbildungen des Trientthales und an der Tête noire angehören, die schon in dem ersten Abschnitte dieser Arbeit Erwähnung fanden. Beide Gewölbe des krystallinischen Grundgebirges kehren in dem Profil der rechten Thalseite wieder. Die steile carbonische Mulde von Salvan erweitert sich bei Outre Rhône zu einer breiten Synklinale, in der wie in einer Schale die aus jüngeren Gesteinen aufgebaute Falte der Dent de Morcles liegt.

Den Rand dieser Schale bildet Carbon und ein schmaler Saum von Rauchwacken und Arkosen, die den gleichartigen, von A. Favre zur Trias gestellten Bildungen in den Savoyischen Alpen entsprechen und das Carbon vollständig concordant überlagern.[1]) Auf diesem Sockel ruht discordant die Falte der Dent de Morcles. Der Lias an der Basis der letzteren erfüllt mit fast horizontal liegenden Schichten die muldenförmige Depression des älteren Gebirges. Zwischen dem Lias und den höheren mesozoischen Schichtgliedern herrscht sodann Concordanz. Die scharfe Synklinale des Carbon zwischen den beiden Falten des Salantin und von Arpille ist daher älter als die liassischen Ablagerungen an der Basis der Dent de Morcles. Die instructiven Profile von E. Renevier (l. c. Pl. VI, Coupe 13, 14, 15) lassen diese Discordanz zwischen dem älteren Gebirge und dem Lias, für die sich

[1]) Das triassische Alter dieser Bildungen ist noch in hohem Grade zweifelhaft. Möglicherweise entspricht ein Theil der von Favre und Renevier zur Trias gestellten Dolomite dem Röthidolomit der Ostschweiz, dessen Alter von der Mehrzahl der Geologen für permisch gehalten wird.

bereits so viele Belege in den verschiedensten Theilen der Zone des Montblanc ergaben, deutlich hervortreten, und auch RENEVIER selbst hat aus derselben bereits den Schluss auf eine präliassische Faltung dieses Alpenstückes gezogen.[1])

Unter dem Kalkstock der Dent de Morcles verschwindet das krystallinische Grundgebirge, um erst in der Centralmasse des Finsteraarhorns neuerdings zu Tage zu treten. Die dazwischen liegende Region der Waadtländer Hochalpen und der Wildhorn-Gruppe entspricht einem Gebiete relativer Depression, das mit jurassischen, cretacischen und eocänen Bildungen erfüllt ist. Innerhalb dieses Gebietes ist weder die Intensität der gebirgsbildenden Kräfte genügend gross gewesen, um das unter dem Kalkmantel verhüllte krystallinische Gebirge in der Gestalt von Centralmassen zu Tage treten zu lassen, noch auch die Erosion bis heute hinreichend vorgeschritten, um jenen krystallinischen Untergrund durch Abspülung der Sedimente sichtbar zu machen.

Das Hauptgerüst der Kalkhochalpen bildet der Malm. Die rhätische Etage ist durch fossilführende Schichten nirgends mit Sicherheit nachgewiesen. Bemerkenswerth ist ferner das häufige Fehlen des unteren Lias und die Transgression der *Opalinus*-Schichten über der Trias. Zwischen der mittleren Kreide und dem Eocän besteht eine Lücke. Aequivalente des Senon, wie sie in den Voralpen der Zone des Chablais (Justisthal, Vierwaldstätter See), im Säntisgebiete und Churfirstengrat vorhanden sind, fehlen und die Nummulitenkalke des Eocän beginnen häufig mit Strandconglomeraten und kohlenführenden Süsswasserbildungen.

Die Zone triassischer Aufbrüche entlang der Grenze der Kalkhochalpen gegen den Flyschstreifen der Zone des Chablais ist bereits erwähnt worden.[2]) Sie folgt einer tektonischen Linie, deren Verlauf

---

[1]) E. RENEVIER, l. c. p. 507 und »Histoire géologique de nos Alpes Suisses«. Compte rendu de la VIe réunion annuelle en Août 1887, à Frauenfeld. Lausanne 1887.

[2]) Das triassische Alter dieser Aufbruchszone von Gyps, Dolomiten und Rauchwacken betont auch H. SCHARDT, während er einen grossen Theil der innerhalb des Flyschstreifens selbst zu Tage tretenden Gypse und Rauchwacken, u. a. auch die »Région

durch die Punkte Col de la Croix, Col de Pillon, Krinnen und Trüttlispass markirt wird. Diese Störungslinie ist eine der bedeutendsten in den Alpen der Westschweiz und nach den Profilen von RENEVIER,[1]) der auf die Bedeutung derselben bereits im Jahre 1865 aufmerksam machte, ein Gegenstück zu den von LORY beschriebenen Längsbrüchen der französischen Alpen. Sie geht streckenweise, wie am Col de Pillon, in eine wahre Verwerfung über, und ihre Natur als solche ist auch von A. HEIM,[2]) der echte Faltenbrüche nur als Ausnahmserscheinungen betrachtet, anerkannt worden. Als ein Querbruch ist dagegen wohl die Störungslinie anzusehen, die, am Fusse der Argentine beginnend, über Anzeindaz und den Pas de Cheville zur oberen Lizerne zieht, wo sie am Fusse der Diablerets noch die Trias zum Vorschein bringt. An dieser Dislocation erscheinen die Faltenzüge des Grand Moëvran und Haut de Cry gegen jene der Diablerets und des Mont Gond verworfen.

Ueber die Structur der westlichen Berner Kalkalpen zwischen den Diablerets und dem Aarmassiv liegen ausser den älteren Darstellungen von STUDER die neueren Arbeiten von G. ISCHER[3]) und einige vorläufige Mittheilungen von E. v. FELLENBERG[4]) vor, während ein abschliessendes Gesammtbild des Gebietes in den »Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz« bisher noch nicht zur Publication gelangt ist.

ISCHER's Profile lassen, wenn man von den Details derselben absieht, ein Faltensystem erkennen, als dessen vorwiegend charakteristisches Merkmal die Aufstauung der jurassischen Schichten zu

---

salifère« von Bex für eocän hält. RENEVIER dagegen hält die erwähnten Bildungen sämmtlich für triassisch und die Gypsstöcke innerhalb der Flyschzone des Simmenthales für Klippen. Derselbe Gegensatz in den Anschauungen findet sich bei MOESCH und KAUFMANN wieder.

[1]) E. RENEVIER, »Notice sur les Alpes Vaudoises«. Bull. Vaud. sc. nat., VIII, p. 273.

[2]) A. HEIM, »Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung«, II. Th., p. 94.

[3]) G. ISCHER, »Blicke in den Bau der westlichen Berner Alpen«. Jahrb. d. Schweizer Alpen-Club, XIII. Jahrg., p. 472.

[4]) E. v. FELLENBERG, »Itinerarium für das Excursionsgebiet des Schweizer Alpen-Club für die Jahre 1882 u. 1883«. Bern 1882.

einem sehr breiten, flachen Gewölbe im Hauptkamme des Gebirges hervortritt.[1]) Diesem breiten Gewölbe entsprechen die pultförmigen Massen der Diablerets (3217 m), des Wildhorns (3264 m), der Wildstrubel (3254 m), des Balmhorns (3712 m) und der Blümlisalp (3670 m). In den drei erstgenannten Gruppen bilden noch cretacische und eocäne Ablagerungen die Krönung des wieder in sich selbst gefalteten Gewölbes. Die Falten auf der Südseite dieser breiten, der Hauptaxe des Gebirges entsprechenden Antiklinale sind weniger regelmässig gebaut als auf der nördlichen Abdachung, wo mehrere nach Norden übergelegte Falten zur Entwicklung gelangen, deren äusserste die Flyschzone des Niesen überschiebt (Seitenkämme des Kien- und Kanderthales) oder an der Klippenlinie der letzteren abbricht (Nordabhang des Wildhorn und Wildstrubel).

Am Lötschen Pass (2681 m) wird unter den gegen NW. geneigten jurassischen Schichtköpfen des Balmhorns zuerst der nordwestliche Rand des Aarmassivs sichtbar. Die grossen südlichen Abstürze des Balmhorns, deren westliche Fortsetzung jene der Gemmi gegen Leukerbad bilden, bestehen aus den Hochgebirgskalken des Malm (inclusive Tithon), an deren Basis im Dalathal Dogger und petrefactenführender Lias zu Tage tritt, der am Lötschen Pass selbst auf Verrucano aufruht. Dieser Zug von Verrucano bildet auch im Hintergrunde des Gasterenthales den Untergrund des Blümlisalpstockes. Der Verrucano selbst

---

[1]) Die Profile von Ischer bezeichnen wohl die Grenze, bis zu der man in der Construction complicirter Faltungen bisher fortzuschreiten gewagt hat. Die bald ringelförmig eingerollten, bald in der Art heraldischer Zeichen verschlungenen Faltenbiegungen in diesen Profilen werden erst einigermaassen verständlich, wenn man die letzteren, von der rohen Manier der Darstellung und den Uebertreibungen der Neigungsverhältnisse natürlich abgesehen, nicht als Querschnitte durch das Gebirge, sondern als Halbprofile betrachtet. Der Verfasser hat offenbar das, was er an den Gehängen beobachtete, ohne weitere Aenderung in das Profil übertragen, ein Fehler, dem man auch in den Profilen anderer schweizerischer Geologen mitunter begegnet, wenn er gleich nirgends in so auffälliger Weise wie bei Ischer zu Tage tritt. Dass die Lagerungsverhältnisse in der landschaftlichen Ansicht eines Gebirges in der Regel in anderer Weise als in einem Profil sich darstellen, bedarf wohl keiner Auseinandersetzung. Eine einfache Falte im Profil kann an einem schiefen Gehänge im Landschaftsbilde scheinbar sehr wohl die Form mehrerer Falten annehmen und dadurch über die wahre Structur des Kammes täuschen.

lagert auf dem Gasterengranit, der bereits der nördlichsten Zone des Aarmassivs angehört. Die Schichten des Blümlisalpstockes und des Balmhorns fallen vom Centralmassiv weg nach aussen. Sie erscheinen mit den nördlich anschliessenden Faltenzügen von da ab als eine vom Centralmassiv losgelöste, selbstständige Zone.

Während von der Dent de Morcles bis zum Lötschen Pass die Zone des Montblanc mit den Kalkalpen des Dauphiné zu einer tektonischen Einheit verschmolzen war, tritt weiterhin an dem nördlichen Rande des Aarmassivs der sedimentäre Schichtmantel, der in der Lücke zwischen den Centralmassen der Aiguilles Rouges und des Finsteraarhorns über die Zone des Montblanc gespannt ist, wieder als ein breiter, die letztere begleitender Gürtel auf. Er stellt in den nördlichen Kalkalpen der Schweiz das tektonische Aequivalent der Kalkalpen des Dauphiné dar.

Die Grenzregion der nördlichen Kalkzone der Schweizer Alpen und der Zone des Montblanc ist fast ihrer ganzen Erstreckung nach eine Region intensiver, nordwärts gerichteter Ueberschiebungen, deren Wirkungen an einzelnen Stellen wohl das Maximum der dynamischen Leistungsfähigkeit des seitlichen Gebirgsdruckes bezeichnen. Ihre westliche Hälfte bis zur Reuss ist unter dem Namen der Contactzone des Berner Oberlandes aus den Arbeiten von A. Baltzer[1]) zur Genüge bekannt. Innerhalb derselben sind die Gesteine des Centralmassivs und die Sedimente derart in einander gefaltet, dass die letzteren mehrfach zu langgestreckten Kalkkeilen ausgezogen erscheinen.

Während auf der Nordseite der Berner Alpen von der Jungfrau bis zum Gstellihorn liegende Falten die Tektonik des Gebirges beherrschen, sind östlich vom Haslithal die Sedimente seltener in die Faltung des Centralmassivs einbezogen worden. Sie legen sich hier in der Regel mit steilem Nordfallen discordant an die allenthalben sehr steil nach Süden einschiessenden Gneisstafeln der Centralmasse.

[1]) A. Baltzer, »Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XX. Lfg., Bern 1880, und »Das Aarmassiv (Mittlerer Theil) nebst einem Theil des Gotthardmassivs«, ibid. XXIV. Lfg., Bern 1888.

Ferner ist hier die Grenzlinie durch die Erosionsfurchen des Gadmen- und Erstfelderthales auch orographisch markirt, während vom Haslithal bis zum Lauterbrunnenthal der Contact in die Schneeregion des Hochgebirges emporsteigt. Die Details der tektonischen Phänomene in der Contactregion des Berner Oberlandes, sowie die viel erörterten mechanischen Veränderungen der Gesteine kommen für unsere Untersuchungen nicht weiter in Betracht, dagegen bedürfen die Lagerungsverhältnisse innerhalb des Schichtverbandes der Sedimente am Contact und zum Grundgebirge einer kurzen Erörterung.

Die Hauptglieder der mit einander in Berührung tretenden Bildungen sind einerseits Gneiss und krystallinische Schiefer, muthmaasslich bis ins Carbon hinaufreichend, und der Hochgebirgskalk des Weissen Jura (mit Einschluss des Tithon) andererseits. Die Zwischenbildungen sind von weit geringerer Mächtigkeit. Sie umfassen: Verrucano, Röthidolomit, Quartenschiefer (zweifelhaften Alters), grauglänzende glimmerige Thonschiefer, die im Erstfelderthal in Kalke mit bezeichnenden liassischen Fossilien übergehen[1]) und sich dadurch als Lias erweisen, und Dogger, vertreten durch Kalke und eine Echinodermenbreccie im Liegenden und Eisenoolithe mit *Ammonites Parkinsonii* und Oxfordschiefer im Hangenden. Trias fehlt, desgleichen die Kreide. Eocän nimmt hingegen an den Einfaltungen innerhalb der Contactzone theil. Der Verrucano liegt discordant auf den älteren Bildungen.

Zwischen den Sedimenten und dem Grundgebirge besteht, wie Baltzer insbesondere in seiner letzten Arbeit hervorhebt, ursprüngliche Discordanz. Die stellenweise concordante Einfaltung der Sedimente in das Centralmassiv rührt daher, dass spätere Faltungen diese ursprüngliche Discordanz verwischt haben. Wo die Faltung am Rande des Massivs weniger intensiv war, wie zwischen dem Reuss- und Haslithal, ist die Discordanz sehr scharf ausgeprägt. Die jurassische Scholle der Spannörter, die in wenig geneigter Lagerung mit nördlich fallenden Schichten auf den abradirten Schichtköpfen der

[1]) U. Stutz, »Ueber den Lias der sogenannten Contactzone in den Alpen der Urschweiz«. Neues Jahrb. f. Min., 1884, II. Bd., p. 14 ff.

steil nach Süden einschiessenden Gneisstafeln der Centralmasse aufliegt, ist ein Analogon zu den sedimentären Gipfelkappen der Aiguilles Rouges oder des Mont de Lans. Bezeichnend für das mechanische Wesen der Kalkkeile ist ihre regelmässige Umsäumung durch die Zwischenbildungen, die den verwickelten Contouren der Grenzfläche des Gneisses gegen die Sedimente folgt und die Erklärung einer Entstehung der Kalkkeile durch Faltenverwerfungen im Sinne Lory's ausschliesst.[1]) Diese regelmässige Umschlingung durch die Zwischenbildungen selbst bei völlig abgeschnürten Kalkmassen, wie am Gstellihorn, markirt gleichzeitig einen entscheidenden Unterschied gegenüber auf eruptivem Wege losgerissenen Sedimentschollen.

Oestlich vom Reussthal fällt die Contactzone mit der nördlichen Abdachung des Maderanerthales und der Grenze der Windgällenkette gegen das Massiv des Tödi bis zum Limmernboden zusammen. Das Kalkgebirge dringt hier zwischen Erstfeld und Amstäg um ein beträchtliches Stück weiter gegen Süden vor, als auf der linken Thalseite der Reuss. A. Müller[2]) hält den Westabfall des Kammes von der Grossen Windgälle bis zum Hohen Faulen (2503 m) für eine Querverschiebung, während Heim die Erscheinung durch ein einfaches Hinabtauchen des Gneissrückens zwischen Erstfeld und Silenen unter die Randkette der Windgälle (3189 m) und des Scheerhorns (3296 m) erklärt. Der Windgällenzug mit seiner grossen nach Norden überschlagenen Falte, die alle Schichten des Gebirges von den krystallinischen Gesteinen bis zum Eocän umfasst, nimmt tektonisch genau dieselbe Stellung ein, wie der Mettenberg oder das Wetterhorn im Berner Oberland. Die weiter südwärts auf den steil gestellten, abradirten Schichtköpfen des Centralmassivs in flacher Lagerung aufruhenden Sedimentbildungen des Tödi (3623 m) und Bifertenstockes (3425 m) dagegen sind die tektonischen Aequivalente der Jurakuppe des Grossen Spannort (3205 m).

---

[1]) Daneben kommen allerdings auch wahre Faltenverwerfungen wie am Wetterhorn vor. Vergl. A. Baltzer, »Das Aarmassiv«, l. c. p. 105.

[2]) A. Müller, »Die Gesteine des Geschenen-, Gorneren- und Maienthales«. Verh. d. Naturf. Ges. in Basel, V. Bd., p. 448.

Der Bau der Kalkalpen im Norden dieser Contactregion vom Lötschen Pass bis zum Linththal ist ein verhältnissmässig einheitlicher. Im westlichen Theile des Gebietes der sogenannten »Niederen Berner Alpen« besteht das Gebirge aus einer Reihe so enge aneinander gestauchter Falten, dass einzelne derselben sowohl gegen die Aussenseite als gegen die Innenseite des Alpenbogens übergeneigt sind. So bildet z. B. nach den Darstellungen von J. Bachmann[1]) der Oeschinengrat zwischen dem Kander- und Kienthale ein jurassisches Gewölbe, dessen Südschenkel sich oberhalb des Oeschinen Sees gegen NW. zurücklegt und in einer verquetschten Mulde einen Streifen von eocänen Taveyanazsandsteinen umschliesst, um sodann jenseits der Oeschinenfurche zum Gewölbe des Blümlisalpstockes anzusteigen. Auf der Nordseite der Antiklinale des Oeschinengrates dagegen erscheinen die Berriasschichten der unteren Kreide in einer zweiten Mulde gegen den senkrecht stehenden Jurastreifen des Schersax eingeklemmt, so dass in der That die beiden Muldenaxen gegen die Tiefe zu convergiren.[2])

Die äussersten Falten in den Kämmen zu beiden Seiten des Kanderthales sind ganz nach NW. auf die Flyschzone des Niesen übergelegt. So kommt es, dass in der Thalsohle bis Mitterholz der Flysch den Untergrund der Kämme bildet, während auf den Gipfeln die untere Kreide in verkehrter Lagerung und zwar in doppelter Folge darüber sichtbar ist. Die Grenze der Kalkalpen der Nordschweiz gegen die Zone des Chablais ist also auch noch hier, wo die »faille de Pillon« als eine wahre Verwerfung erloschen ist, eine sehr scharf ausgeprägte, durch die Ueberschiebung der Kreide über den Flysch der Niesenkette markirte, tektonische Linie.

---

[1]) J. Bachmann, »Kander- und Kienthal,« in E. v. Fellenberg, »Itinerarium für das Excursionsgebiet des Schweizer Alpen-Club«, l. c. p. 89—96.

[2]) Ich bin bei dieser Darstellung der Lagerungsverhältnisse am Nordabhange der Oeschinenfurche den Angaben von Bachmann gefolgt, möchte jedoch bei der bekannten transgressiven Lagerung des Eocän in den schweizerischen Kalkalpen die Verwechslung einer Einfaltung der Nummulitenkalke oberhalb des Oeschinen Sees mit einer blossen Anlagerung derselben an ältere Bildungen nicht für ausgeschlossen erachten.

Für die Structur des östlichen Abschnittes der Kalkalpenzone bis zum Linththal sind vor Allem zwei tektonische Linien maassgebend.[1]) Die südliche läuft vom Urnerboden über den Klausen Pass (1962 m) durch das Schächenthal gegen Attinghausen, von da über den Surenen Pass (2305 m) und Joch Pass (2215 m) nach Meiringen und zur Grossen Scheideck bei Grindelwald. Die zweite, nördliche streicht durch das Klönthal über den Pragel Pass (1534 m) ins Muottathal, dann über Riemenstalden, Isenthal, Grafenort, Storegg Pass (1740 m), Melchthal und den Brünig Pass (1035 m) zum Brienzer See. Diese Linien fallen streckenweise, wenn auch durchaus nicht ihrer ganzen Länge nach, mit echten Verwerfungen zusammen. Auch stellen sich nach aussen zu immer jüngere Schichtglieder der Jura- und Kreideserie ein, bis endlich die äusserste, dritte Faltenkette die vollständige Reihe der Kreide- und Eocänbildungen aufweist.

Die nördlichste Kette umfasst den Zug des Brienzer Grates, der am Lungern See von einer Querverwerfung abgeschnitten wird, die nicht nur mit einer horizontalen Verschiebung, sondern auch mit einem verticalen Absitzen des Ostflügels verbunden ist,[2]) den Arnigrat und Arvigrat zu beiden Seiten des Melchthales, ferner jenseits des Engelberger Thales den Zug des Brisen (2406 m), Schwalmis (2248 m) und der Bauenstöcke (2120 und 1920 m). Der Einschnitt des Urner Sees lässt in einem natürlichen Querprofil dieser Kette ein flaches, weit gespanntes, regelmässiges Gewölbe bei Seelisberg und eine zweite nordwärts überkippte Falte im Oberbauen hervortreten.[3]) Die Fortsetzung des Gewölbes von Seelisberg liegt jenseits des Urner Sees bei Axenstein, die Kette selbst zieht über den Frohnalpstock (Stossberg 1911 m) in die Iberger Alpen und das Faltensystem des Fluhberg und der Räderten. Auf den nach Norden übergelegten Faltenzug der letzteren folgt westlich die Mulde des Ober-

[1]) Vergl. U. Stutz, »Das Keuperbecken am Vierwaldstätter See«. Neues Jahrb. f. Min., 1890, II. Bd., 2. Heft, p. 99 ff.

[2]) F. Kaufmann, »Beiträge zur geol. Karte der Schweiz«, XXIV. Lfg., I. Th., Bern 1886, p. 575.

[3]) A. Heim, l. c. II. Th., p. 13.

seethales, die im SO. von der nach Osten überkippten Falte des Rautispitz (2284 m) begrenzt wird.[1]) In dem Abhang des Rautispitzzuges gegen das Linththal tritt nach Moesch (l. c. p. 256) eine nach Osten überschobene Falte auf, die unter dem oberen Jura, der die Basis der Kreideserie des Gipfelstockes bildet, nochmals die ganze Schichtfolge vom Eocän bis zum weissen Jura herab hervortreten lässt. Auch die südwestliche Fortsetzung des Rautispitz, der Zug des Deyenstockes, zeigt nach Baltzer[2]) südwärts gegen das Klönthal übergeneigte Falten. Die Beschreibung von Moesch macht es sehr wahrscheinlich, dass man es hier eher mit einer Verwerfung als mit einer vollständigen Falte zu thun haben dürfte.

Die südlichste Kette, die z. Th. noch in das Gebiet der Contactregion fällt, besitzt nur östlich vom Reussthal im Zuge der Windgällen und des Scheerhorns grössere Breite. Im Westen des Reussthales gehören ihr u. A. die Kalkstöcke der Schlossberge (3133 m), des Titlis (3239 m) und der Engelhörner an. Einzelne derselben bestehen aus steil nordwärts fallenden Partien des gleichsam vom Centralmassiv herabgeglittenen Sedimentmantels, wie die Schlossberge, andere aus mehreren nach Norden überschobenen Falten, wie die Randkette der Windgällen.

Die zwischen diesen beiden Ketten gelegene Kalkzone zeigt einen complicirteren Bau. Sie kann im grossen Ganzen als ein System von Falten aufgefasst werden, die am Nordrande jener Zone nach Norden, am südlichen Rande derselben nach Süden übergeneigt sind. Diese Zone umfasst die Ketten des Faulhorn (2683 m) und Schwarzhorn (2930 m) zwischen Grindelwald und Meiringen, die Berge in der südlichen Umrandung des Melchthales, die Gruppe des Urirothstock (2932 m), ferner östlich vom Vierwaldstätter See den Zug der Rophaien (2082 m), der Schächenthaler Windgälle (2759 m) und den Stock des Glärnisch (2921 m). Innerhalb dieser Zone sind

[1]) A. Heim, l. c. II. Th, p. 231. Nach Moesch dagegen ist auch bereits die Falte der Räderten nach Süd geneigt.

[2]) A. Baltzer, »Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues«. Zürich, C. Schmidt, 1873, Prof. I u. II.

die Falten vielfach derart in sich selbst gestaut, dass die Muldenaxen nach der Tiefe zu convergiren und Fächerfalten entstehen.[1])

Dadurch, dass die am Südrande der Zone nach Süden überkippten Falten entlang der Linie Grosse Scheideck—Klausen Pass den nach Norden übergelegten Falten der innersten Kalkkette gegenüberstehen, tritt in den quer auf das Streichen jener Linie gezogenen Profilen stellenweise eine Doppelfalte hervor. So erscheint eine solche in den Gehängen zu beiden Seiten des Rosenlauithales[2]) und im Schächenthale, wo sie wahrscheinlich von einer Verwerfung durchschnitten wird.[3]) Das Schächenthal selbst bildet ein Muldenthal, dessen Muldenkern von eocänen Bildungen ausgefüllt wird. Diese eocäne Mulde lässt sich jenseits der Reuss über Surenen und den Joch Pass bis Meiringen verfolgen. Ihr entspricht an der Nordseite der Berner Alpen die eocäne Mulde des Reichenbachthales, deren allerdings sehr reducirte Fortsetzung erst am Nordfusse der Jungfrau ausstreicht.[4]) Auch am Südabfall der Axenkette und des Urirothstockzuges ist die eocäne Mulde von dem Hochgebirgskalk der nördlich anstossenden Kalkzone überschoben, aber hier ist die Ueberschiebungsgrenze allenthalben eine ausgeprägte Verwerfung im Streichen des Gebirges.

---

[1]) Allerdings wird man an der Existenz so complicirter Falten, wie sie Baltzer in seiner Monographie des Glärnisch annimmt, zweifeln dürfen. Einzelne dieser Schlingen, die von den tieferen Partien vollständig losgelöst sind und sozusagen in der Luft hängen, verlangen in der That, wie Pfaff nicht mit Unrecht hervorhebt, einen geologischen Wunderglauben. Vergl. F. Pfaff, »Der Mechanismus der Gebirgsbildung«. Heidelberg 1880, p. 115.

[2]) A. Baltzer, »Das Aarmassiv«, l. c. p. 121. Wenn Baltzer die kleine Doppelschlinge im Rosenlauithal als Beweis dafür citirt, dass M. Vacek die Existenz derartiger tektonischer Phänomene mit Unrecht leugne, so übersieht er, dass diese Doppelfalte in der Structur der Alpen eine von derjenigen der Glarner Doppelfalte im Sinne von Escher und Heim, deren Existenz Vacek bestreitet, verschiedene Rolle spielt. Die erstere liegt im Streichen des Gebirges, die letztere dagegen quer auf die normale Faltungsrichtung der Alpen. Beide Erscheinungen können ebensowenig als gleichartig bezeichnet werden, als etwa eine aus der Zerreissung einer Falte hervorgegangene Wechselfläche und ein mit Ueberschiebung verbundener, quer auf das Gebirgsstreichen erfolgter Senkungsbruch.

[3]) A. Heim, l. c. I. Th., p. 174.

[4]) A. Baltzer, »Das Aarmassiv«, l. c. p. 122.

Die tektonische Fortsetzung des Glärnischzuges sind auf der Ostseite des Linththales die Faltenzüge des Frohnalpstock (2128 m) und Mürtschenstock (2442 m). Die gegen einander geneigten Falten zu beiden Seiten des Klönthales begleiten weiterhin die Gehänge des Linththales. Die Welle des Frohnalpstock ist nach den Darstellungen von Moesch eine typische Fächerfalte. Das oberjurassische Gewölbe derselben überschiebt im Westen und Osten eine von jüngeren Gesteinen ausgefüllte Mulde. Alle diese stark zusammengestauten Falten zeigen die normale Streichrichtung der nordöstlichen Kalkalpen der Schweiz.[1]) Sie streichen im Allgemeinen NO. mit bald stärkeren, bald geringeren Abweichungen gegen Nord oder Ost.

Ihnen entsprechen jenseits des Walen Sees mit gleicher Streichrichtung und ähnlichem Bau die Ketten des Säntis. Die Mulde des Oberseethales zwischen Räderten und Rautispitz setzt sich nach der Angabe von Heim (l. c. p. 231) in der Eocänmulde von Amden fort. Eine Schaar von kurzen aus dem Eocän auftauchenden Kreidefalten trennt die letztere von der Flyschmulde von Obertoggenburg, die im Thale des Serenbaches ausstreicht.

An die Stelle jener untergeordneten Falten, wie Hädernberg und Gulmen (1790 m) treten nördlich von dem Durchbruchsthal der Thur die gleichfalls in sich zusammengestauten Falten des Säntiszuges, dessen Structur durch die classischen Darstellungen A. Escher's von der Linth[2]) auf das Genaueste bekannt geworden ist. Mit einem einfachen Gewölbe beginnend, lässt das Gebirge des Säntis in seinem mittleren Abschnitt sechs aus enge aneinander gepressten Falten bestehende Ketten unterscheiden. Nirgends sind die Mulden zwischen den einzelnen Faltensätteln von Längsbrüchen durchschnitten, die einzigen Dislocationen, die man beobachten kann, sind Verschiebungen an Blattflächen quer auf das Streichen des Gebirges, wie am Wildkirchli, wo ein solcher Querriss das ganze Gebirge bis zum Rhein-

[1]) Auch A. Heim (l. c. I. Bd., p. 150) betont ausdrücklich das normale Streichen der Wiggiskette, des Kerenzenberges und Mürtschenstockes.

[2]) A. Escher von der Linth, »Geologische Beschreibung der Säntis-Gruppe«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XIII. Lfg., Bern 1878, herausg. von C. Moesch.

thale durchsetzt.[1]) Nur die sechste, östlichste Kette erreicht im Zuge des Hohen Kasten (1799^{m}) und Kamor (1762^{m}) das Rheinthal, unter dessen Alluvien sie bei Oberriet als einfaches Gewölbe hinabtaucht.

Die normale Streichrichtung der Falten (SW.—NO.) hält auch noch südlich von der Flyschmulde von Obertoggenburg im Churfirstengrat an. Allerdings herrscht über diesen Punkt unter den verschiedenen Beobachtern ein Widerstreit der Meinungen.

Schon R. Murchison[2]) gibt an, dass im Osten des Walen Sees eine Abweichung im Streichen der Schichten sich bemerkbar mache, und dass im Gegensatze zu den WSW.—ONO. gerichteten Ketten des Säntis die Schichten an dem östlichen Ende des Walen Sees sich nach SO. und Süden gegen das Rheinthal bei Sargans umbiegen. Desgleichen betont A. Heim,[3]) dass das Streichen in den Churfirsten W.—O., im Alvier und Fläscherberge NW.—SO., am Südufer des Walen Sees W.—O. und von da gegen Mels NW.—SO. gerichtet sei. Auch Rothpletz[4]) ist der Ansicht, dass »eine wesentliche tektonische Trennung der Churfirsten-Gruppe einerseits, der Spitzmeilen- und Mürtschenstock-Gruppe andererseits« durch die Verschiedenheit des Streichens sich zu erkennen gebe. Dementgegen behauptet M. Vacek,[5]) dass der Wellenbau des Churfirstengrates in vollkommener Uebereinstimmung mit der Richtung stehe, mit welcher die südlichsten Kreidewellen in Vorarlberg bei Feldkirch endigen, und dass die Falten quer nordost-südwestlich über den Grat der Churfirsten hinwegziehen. Auch C. Moesch[6]) stimmt darin mit Vacek überein, dass er das SW.—NO.-Streichen der Wellen im Churfirstengrate hervorhebt,

---

[1]) C. Moesch, »Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz«, XIV. Lfg., Bern 1881, p. 45. Vergl. auch E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, I. Bd., I. Abth., p. 154.

[2]) R. J. Murchison, »Ueber den Gebirgsbau in den Alpen, Apenninen und Karpathen«. Bearbeitet von G. Leonhard, Stuttgart 1850, p. 50.

[3]) A. Heim, l. c. I. Bd., p. 150 und Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1880, p. 156.

[4]) A. Rothpletz, »Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., XXXV. Bd., 1883, p. 176.

[5]) M. Vacek, »Ueber Vorarlberger Kreide«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., XXIX. Bd., 1879, 4. Heft, p. 725, und Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1880, p. 190.

[6]) C. Moesch, »Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz«, XIV. Lfg., p. 128.

zeichnet jedoch nichtsdestoweniger seine Profile ausnahmslos gerade im Streichen jener Wellen und nennt endlich (l. c. p. 137) den Fläscherberg im Widerspruch zu seiner oben erwähnten Angabe die östliche Fortsetzung des Gonzen, was die Vorstellung einer nach SO. oder Osten gewendeten Streichrichtung im Kamme des Alvier involvirt.

Der Widerspruch zwischen den genannten Beobachtern löst sich in folgender Weise. In der Gipfelregion des Churfirstengrates streichen in der That die Wellen regelmässig von SW. nach NO., so z. B. die von Vacek erwähnte, sehr ausgeprägte Falte, die von Grabs über den Sichelkamm (2270^{m}) gegen Walenstadt verläuft und deren Querriss oberhalb der Alpe Vergooden in vorzüglicher Weise aufgeschlossen ist. Andererseits zeigen die Schichten in der Tiefe des Seezthales zwischen Mels und Flums und auch am nördlichen Ufer des Walen Sees allenthalben deutliches W.—O.-, beziehungsweise NW.—SO.-Streichen. Es verläuft nämlich quer auf das Streichen der Gebirgsfalten durch das südliche Gehänge des Churfirstengrates eine grosse Störung, als die unmittelbare Fortsetzung jener von E. v. Mojsisovics beschriebenen Bruchlinie, an welcher der Rhätikon auf der Südseite gegen das Senkungsfeld des Prättigau abschneidet. Die Störung prägt sich insbesondere in den Südwänden des Leistkamm (2100^{m}) und Scheerenberges (2192^{m}) gegen Quinten deutlich aus. Die Profile von Moesch (l. c. Taf. I) zeigen, wie am Ausgange des Serenbachgrabens gegen den Walen See am Fusse einer Wand aus Neocomschichten plötzlich nochmals die jüngeren Kreideglieder sichtbar werden, auf denen sogar noch ein Streifen von Eocän liegt, wie dann unter derselben Neocomwand an den Abstürzen des Scheerenberges die Terasse von Säls folgt, deren dem See zugekehrte Gehänge abermals die ganze Kreideserie bis zum Malm herab entblösst zeigen, der bei Quinten die Basis des Gebirges bildet. Nach der Construction von Moesch sind es Flexuren, wahrscheinlich jedoch Verwerfungen,[1] an welchen ein Theil der Südgehänge des Churfirstengrates in die

[1] Diese Ansicht hat bereits Rothpletz (l. c. p. 176) geäussert.

Tiefe sank. Diese Störungen setzten sich durch die Abhänge des Alvier (2363 m) und den Gonzen (1833 m) nach SO. fort. In den Gehängen südlich der Spina-Alp erscheinen die *Opalinus*-Schichten doppelt, desgleichen der den Malm mit Einschluss des Tithon vertretende Hochgebirgskalk im Abfall des Gonzen gegen Sargans. Der ganze östliche Theil des Walen Sees und die Tiefenfurche des Seezthales stellen sich als eine quer auf das Streichen des Gebirges erfolgte, jüngere Grabenversenkung dar, die als der westlichste Ausläufer der Senkung des Prättigau betrachtet werden kann. Innerhalb dieses gesenkten Streifens streichen die Schichten allerdings parallel den Rändern desselben, aber dieses locale Streichen darf nicht verwechselt werden mit jenem, das die Falten des Gebirges selbst zeigen und das hier geradeso wie in den benachbarten Gebieten der Kalkalpenzone der Nordschweiz normal SW.—NO. gerichtet ist.

Die Grabenversenkung des Seezthales und der östlichen Hälfte des Walen Sees unterbricht auf eine kurze Strecke den Zusammenhang der Falten des Churfirstengrates mit jenen der gegenüberliegenden Glarner Alpen. Sie ist auch die Veranlassung, dass keine der Wellen des Churfirstengrates in die Gruppe der Spitzmeilen und Weissmeilen unmittelbar verfolgt werden kann. Auch innerhalb der letzteren aber herrscht noch durchaus das normale SW.—NO.-Streichen der einzelnen Wellen. »Die Sedimente sind hier in der allgemeinen, gewöhnlichen Streichrichtung gefaltet.«[1]) Gleichzeitig jedoch neigt sich überdies der ganze Schichtmantel der Kalkzone nach NO., so dass, während im Churfirstengrat nur mehr mesozoische Bildungen von den Kössener Schichten aufwärts an dem Bau des Gebirges Antheil nehmen, in den Nordgehängen der Spitzmeilen-Gruppe allenthalben der Verrucano als das mächtigste Glied der Schichtreihe zu Tage tritt.

Steigt man von den Höhen der Spitzmeilen-Gruppe nach Süden herab, so gelangt man nicht, wie dies bei normaler Lagerung zu erwarten wäre, in ältere Bildungen als der Verrucano, sondern in

[1]) A. Heim, »Mechanismus der Gebirgsbildung«, I, p. 236.

eocäne und oligocäne Schichten. Man betritt damit die Region der sogenannten »Glarner Doppelschlinge«.

A. Escher von der Linth hat diese anormalen Lagerungsverhältnisse bekanntlich durch die Annahme einer nach Süden übergelegten, liegenden Falte zu erklären versucht, Baltzer[1]) und Moesch haben diese Hypothese acceptirt, und A. Heim hat in seinem umfangreichen Werke »Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung« die ganze Summe der Beweise zusammengefasst, die für die Existenz jener nördlichen Falte sprechen, der eine kleinere, südliche, nach Norden übergelegte Falte gegenübersteht. Andererseits ist die Hypothese der Doppelfalte vielfach, so von Lory[2]) und Rothpletz,[3]) die jene Lagerungsstörungen durch Brüche zu erklären versuchten, und insbesondere von Vacek[4]) bekämpft worden.

Es ist bei der grossen Complication der Lagerungsverhältnisse und den einander oft diametral entgegenstehenden Angaben der verschiedenen, an den Controversen über diese Frage betheiligten Beobachter nicht möglich, sich in der letzteren ohne genaue persönliche Kenntniss des strittigen Gebietes ein Urtheil zu bilden. Indem ich daher von einem solchen ebenso wie von einer Aufzählung der sämmtlichen für und gegen die Annahme der Doppelfalte sprechenden Argumente absehe, die sich in den unten citirten Schichten von Heim und Vacek ausführlich erörtert finden, mag es genügen, einige Punkte besonders hervorzuheben, die zu dem eigentlichen Gegenstande der vorliegenden Arbeit in näherer Beziehung stehen.

[1]) A. Baltzer, »Ein Beitrag zur Kenntniss der Glarnerschlinge«. Neues Jahrb. f. Min., 1876, p. 118.

[2]) Ch. Lory, »Remarques au sujet des Alpes de Glaris et des allures du terrain éocène dans les Alpes«. Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. XII, 1884, p. 728.

[3]) A. Rothpletz, »Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., XXXV. Bd., 1883, p. 134.

[4]) Vergl. M. Vacek, »Ueber Vorarlberger Kreide«, l. c. p. 726 ff. — A. Heim, »Ueber die Glarner Doppelfalte«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1880, Nr. 10, p. 155 und ibid. 1881, p. 204. — M. Vacek in Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1880, Nr. 11, p. 189, ferner: »Ueber die Schichtfolge in der Gegend der Glarner Doppelfalte«, ibid. 1881, Nr. 3, p. 43, und »Beitrag zur Kenntniss der Glarner Alpen«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1884, XXXIV. Bd., 2. Heft, p. 233.

Die von Escher und Heim supponirte Nordfalte der Glarner Doppelschlinge — und nur von dieser soll weiterhin die Rede sein, da die Südfalte der Einheitlichkeit der Structur der nordöstlichen Kalkzone der Schweiz in keiner Weise widerspricht — ist jedenfalls ein tektonisches Ausnahmsproblem. Schon das Verhältniss der grössten Breite (16 Km.) zu ihrer Länge von Linththal bis Ragatz (30 Km.) ist ein ungewöhnliches. Dann erfolgt die Ueberschiebung quer auf das Hauptstreichen der Alpen. Dadurch unterscheidet sich die Glarner Doppelfalte von allen anderen Miniatur-Doppelfalten der Alpen, deren es ja eine nicht geringe Anzahl gibt und die nichts weiter sind als die einander gegenüberstehenden Flügel gestauter Fächerfalten, wie die Doppelfalte im Reichenbachthale oder jene des Klönthales. Auch die von Bertrand[1]) kürzlich beschriebenen, doppelseitigen Ueberschiebungen in der Chaîne de Ste. Beaume, bei welchen freilich Beobachtung und Construction nicht hinreichend auseinandergehalten scheinen, können aus diesem Grunde nicht mit der Glarner Doppelfalte in Vergleich gezogen werden.[2]) Die Hypothese der Nordfalte involvirt ferner die Vorstellung ausserordentlicher mechanischer Umwandlungen der Sedimente, wie die Auswalzung des Hochgebirgskalkes zu Lochsitenkalk und die oft vollständige Zerquetschung aller Zwischenbildungen zwischen dem Eocän und dem überschobenen Verrucano im Mittelschenkel. Sie macht schliesslich die Annahme einer selbstständigen Faltung des Eocäns unter der starren Decke des Verrucano nothwendig, um die Discordanz der normal streichenden, SSO. fallenden Falten im Eocän gegen die Ueberschiebungsfläche des Verrucano zu erklären.

Es ist nicht zu leugnen, dass die Annahme von Vacek, der Verrucano liege normal auf krystallinischen Gesteinen der Kalkphyllit-

[1]) M. Bertrand, »Nouvelles études sur la chaîne de la Sainte Beaume«. Bull. Soc. Géol., 1888, sér. 3, t. XVI, p. 748 ff., und »Plis couchés de la région de Draguignan«, ibid. 1889, t. XVII, p. 234.

[2]) Dieser principielle Unterschied zwischen liegenden Falten im Streichen der Alpen und einer solchen, die quer auf das Streichen der letzteren verläuft, wie die Nordfalte der Glarner Doppelschlinge, wird von M. Bertrand und ebenso von Baltzer (»Das Aarmassiv«, l. c. p. 121) ausser Acht gelassen.

Gruppe und das Eocän sei dem schon früher gefalteten Gebirge discordant angelagert, geradeso, wie z. B. die Gosauschichten in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen, den Vorzug der Einfachheit für sich haben würde. Auch darf man wohl die Thatsache als erwiesen annehmen, dass das Eocän in den äusseren Zonen der Westalpen vielfach auf älterem, gefalteten Gebirge discordant auflagert. Die Frage ist nur, ob die thatsächlich zu beobachtende Discordanz des Eocän zur Erklärung der Lagerungsstörungen in den Glarner Alpen ausreicht. Die Verhältnisse am Bützistöckli und Kalkstöckli beispielsweise fügen sich einer solchen Deutung entschieden nicht, sondern weisen vielmehr auf eine wirkliche Ueberschiebung des Eocän und der Mittelbildungen durch den Verrucano hin. Selbst wenn man die auf drei Seiten von Eocän umgebenen Verrucanoschollen des Kärpfgebietes, des Foostockes und der Grauen Hörner oder die gänzlich isolirte Scholle des Hausstock nicht mit Heim als Decken, sondern mit Vacek als Klippen auffassen wollte, dürfte man der Annahme südwärts gerichteter Ueberschiebungen — beiläufig im Sinne der Auffassung von Studer[1]) — die indessen einen entsprechend geringeren Betrag erreichen und demgemäss eine mehr locale Bedeutung besitzen würden, nicht entrathen können.

Die Ueberschiebung des Verrucano über das Eocän im Glarner Gebiete mag auf tektonischen Störungen localer Natur oder wirklich auf der Existenz einer grossen, auf eine Erstreckung von 16 Kilometer von Nord nach Süd übergelegten, liegenden Falte beruhen, gewiss ist — und dies verdient als ein für die in der vorliegenden Arbeit behandelten Fragen wesentlicher Punkt hervorgehoben zu werden — dass eine solche Falte das wahre Streichen des Gebirges nicht bezeichnen würde. Die in den Glarner Alpen thatsächlich zu beobachtenden Falten zeigen übereinstimmend die normale SW.—NO.-Richtung des Streichens mit einer Tendenz zur Nordüberschiebung. Der ganze nördliche Gewölbeschenkel der Nordfalte ist in der Spitzmeilen-Gruppe und im Mürtschenstock, unabhängig von

[1]) B. Studer, »Geologie der Schweiz«, I. Th., p. 189.

der südwärts gerichteten Ueberschiebung der Nordfalte, selbstständig gefaltet worden. Diese Faltungen »sind dann über den tief gesunkenen Muldentheil der Nordfalte als Ganzes hinübergestossen worden, oder, wie wir bezeichnender sagen können, die liegende grosse Nordfalte ist hier weniger durch Ueberschieben eines Gewölbes entstanden als durch Unterschieben einer Mulde«.

In diesen Worten Heim's (l. c. I, p. 236) prägt sich der Unterschied zwischen der Nordfalte und den normal im Streichen der Alpen verlaufenden Falten aus. Die Ueberschiebungen in den Glarner Alpen würden mit Heim als Aequivalente der Ueberschiebung am Südfusse des Rhätikon gegen das Prättigau aufzufassen sein. Gleich dem Senkungsfelde des Prättigau oder dem Graben des Seezthales würde sich auch die Eocänzone der Glarner Alpen zu ihrer Umgebung wie ein quer auf das Streichen gesenkter Streifen des Gebirges verhalten.[1]) Allein, so wenig das W.—O. gerichtete Streichen der Schichten an dem den Südfuss des Rhätikon begleitenden Bruchrande mit dem wahren Streichen der Gebirgsfalten verwechselt werden darf, so wenig darf das Streichen der Glarner Nordfalte als der Ausdruck des Gebirgsstreichens in den Ketten der Glarner Alpen betrachtet werden.

In diesem principiell wichtigen Punkte weicht die hier vorgetragene Anschauung von der Auffassung Heim's wesentlich ab. Der letztere nimmt an, dass entlang der Glarner Nordfalte und des Churfirstengrates die normale Streichrichtung der alpinen Ketten wirklich abgelenkt sei, und dass, während die äusseren Falten unbeeinflusst über den Säntis gegen NO. ziehen, die inneren sich bogenförmig gegen SO. »um den ebenfalls abgelenkten Calanda herum durch den Hintergrund und die südliche Thalseite des Schanfigg in die Gruppe des Parpaner Rothhorns krümmen«. Dementgegen halte ich den Einbruch des Prättigau, die Grabenversenkung des Seezthales und die Ueberschiebungen in dem Eocängebiete der Glarner Alpen für tektonische Vorgänge, die mit der eigentlichen Faltung der Alpen nicht

[1]) A. Heim, l. c. I. Th., p. 236, 242 u. 243.

in unmittelbarem Zusammenhange stehen. Das wahre Streichen der Faltungen ist im Glarner Gebiete geradeso wie in den ganzen umliegenden Theilen der Kalkzone der Nordostschweiz SW.—NO. gerichtet und weist mit voller Deutlichkeit auf eine Einheitlichkeit und Gleichartigkeit jener Bewegungen hin, die in dem Faltenbau dieser Zone ihren sichtbaren Ausdruck finden. Ebenso wird an anderer Stelle gezeigt werden, dass von den Quellen des Inn durch die Oberhalbsteiner Alpen und die Arosa-Gruppe einheitliches Streichen der Wellen herrscht und dass die Einsenkung des Prättigau den Zusammenhang dieser Wellen mit den Falten des Rhätikon nur local unterbricht.

Schon F. v. Richthofen hat in seinen Aufnahmsberichten aus Vorarlberg auf die engen Beziehungen zwischen der Kalkzone der Nordostschweiz und des Bregenzerwaldes aufmerksam gemacht und darauf hingewiesen, dass sich die Kreideketten des Säntis sowohl in stratigraphischer als in tektonischer Hinsicht »dem vorarlbergischen Kreidegebiete sogar inniger anschliessen als dem schweizerischen westlich von der Linth«.[1]) An die älteren Arbeiten von Gümbel.[2]) und F. v. Richthofen anknüpfend, hat später M. Vacek[3]) eine ausführliche Darstellung der Structur des vorarlbergischen Kreidegebietes gegeben. Es zeichnet sich dasselbe analog dem Säntis- und Churfirstengebiete durch eine sehr vollständige Entwicklung der Kreideserie aus. Von älteren Schichtgliedern tritt nur in den Klippen der Feuerstädtwelle und in dem Zuge der Canisfluh das Tithon als Kern eines Gewölbes zu Tage. Die Tektonik des Bregenzerwaldes steht gleichfalls in vollster Uebereinstimmung mit dem Wellenbau der Kreideketten im Westen des Rheins. Die Falten der Churfirsten und des Säntis streichen genau in derselben Direction, welche die Kreidewellen in Vorarl-

---

[1]) F. v. Richthofen, »Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol«, II. Abth. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., XII. Bd., 1861/62, p. 191.

[2]) C. Gümbel, »Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges«, 1861, p. 538.

[3]) M. Vacek, »Ueber Vorarlberger Kreide«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1879, XXIX. Bd., 4. Heft, p. 659—758.

berg gegen den Rhein hin annehmen. Auch die Tektonik der letzteren wird durch die Tendenz zur Nordüberschiebung beherrscht. Wie die Falten des Säntis gegen das niedrigere Vorland nach NW. überkippt erscheinen, so folgen auch die Kreidewellen des Bregenzerwaldes der gleichen tektonischen Regel. Die Gewölbe sind meist windschief, der Nordschenkel ist steil aufgerichtet oder überstürzt, während der Südschenkel mit sanfter Neigung nach der nächsten Synklinale sich senkt. Liegende Falten und Faltenverwerfungen sind bereits von Murchison und F. v. Richthofen bei Hohenems beobachtet worden.

Die aus den Alluvien des Rheinthales auftauchenden Wellen schwellen mit SW.—NO.-Streichen zu immer grösserer Mächtigkeit an, bis sie innerhalb einer Linie vom Hochälpele zur nordwestlichsten Ecke des Silvrettamassivs ihre grösste Höhe erreichen. Oestlich von dieser Linie erfolgt eine vorübergehende Depression der Falten, die hierauf in dem Zuge der Canisfluh und der nördlich vorgelagerten Wellen sich neuerdings heben, aber nun nicht mehr SW.—NO.-, sondern W.—O.-Streichen zeigen.

Die ganze Kreidezone des Bregenzerwaldes schwenkt auf diese Weise in einer sigmoiden Beugung jenseits des Rheins um den Bogen der Triaszone des Rhätikon herum und zeigt sich durch den Verlauf der Falten des letzteren in gleicher Weise beeinflusst, wie dieser selbst wieder durch den nordwestlichen Vorsprung des Silvrettamassivs im Hochjoch und der Lobspitze. Diese krystallinische Ecke bildet, wie E. v. Mojsisovics[1]) gezeigt hat, das tektonische Centrum, das die Falten des Rhätikon in einem scharfen Bogen umgehen. Diesem Hinderniss schmiegt sich nach den Darstellungen von Vacek auch die Kreidezone des Bregenzerwaldes an, nur ist, der Abschwächung der Stauung gegen den Aussenrand der Alpen entsprechend, auch die Krümmung eine flachere geworden.

An der Stelle der stärksten Biegung ist der der Triaszone zunächst gelegene Theil des Kreidegebietes von einer Querverwerfung

[1]) E. v. Mojsisovics, »Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Der Rhätikon«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., XXIII. Bd., 1873, p. 137—174.

durchsetzt, die das Gewölbe der Canisfluh schneidet und den westlichen Flügel gegenüber dem östlichen nach Norden verschoben hat. Eine zweite, parallele Blattfläche durchsetzt das Juragewölbe zwischen Au und Schnepfau, erstreckt sich aber nicht mehr auf die vorgelagerten Kreidewellen. Weiter östlich sind die Lagerungsverhältnisse relativ ruhige, indem nur die intensiver gestaute Feuerstädtwelle Störungen im Streichen der dadurch abgelenkten secundären Wellen hervorruft.

Die Ausführungen von Vacek, denen ich hier durchaus gefolgt bin, gestatten somit, zwei für die Erkenntniss der Beziehungen in der Structur der West- und Ostalpen wichtige Thatsachen festzuhalten, einmal den tektonischen Zusammenhang der Kalkzone der Nordostschweiz mit der Kreide- und Flyschzone des Bregenzerwaldes, ferner die Ablenkung jener Zone östlich vom Rhein aus ihrer normalen Streichrichtung gegen Nord, indem die Falten derselben an der Triaszone des Rhätikon gewissermaassen geschleppt und vom Hochgebirge hinweg nach auswärts gedrängt erscheinen.

Während die Kalkalpen der Nordschweiz an ihrem südlichen Rande mit der Centralmasse des Finsteraarhorns in unmittelbare Berührung treten, schiebt sich östlich vom Rhein eine neue Zone, die nördliche Kalkzone der Ostalpen, zwischen die Fortsetzung der schweizerischen Kalkalpen und die Centralmasse der Silvretta. Während die Kalkzone des Dauphiné und ihr tektonisches Aequivalent, jene der Nordschweiz, die Stellung des Randgürtels der Zone des Montblanc inne hatte, tritt sie in ihrer Fortsetzung östlich vom Rhein in diejenige eines Randgürtels der nördlichen Kalkzone der Ostalpen.

C. W. Gümbel hat das Kreidegebiet des Bregenzerwaldes mit einem grossen, in sich selbst wieder vielfach gefalteten Gewölbe verglichen, das aus einer Decke von eocänem Flysch aufragt. Als ein solches verhält sich das Kreidegebiet in der That, als Ganzes betrachtet, zu seiner Umgebung von jüngeren Flyschbildungen und Nummulitenkalken, aus denen es inselartig emportaucht. Ein Streifen von Flysch begleitet dasselbe im Norden, die Fortsetzung des Flyschzuges der Fähneren im Säntisgebirge, ein zweiter im Süden, der als ein

ziemlich breites, zusammenhängendes Band die Grenzscheide gegen die Triaszone des Rhätikon bildet. Wie innerhalb des Kreidegebietes selbst die Wellen nach Norden überschoben sind, so überschieben die nördlichsten Kreideketten den vorliegenden Flyschstreifen, während die gleichfalls vorwiegend SSO. geneigten Schichten des südlichen Flyschstreifens den Kreidewellen flach aufgelagert sind und ihrerseits wieder von den triassischen und liassischen Bildungen des Rhätikon überschoben erscheinen.

Das Kreidegebiet des Bregenzerwaldes reicht ostwärts nur bis zum Iller zwischen Sonthofen und Oberstdorf. Hier taucht das östliche Ende des sich allmälig auskeilenden Kreidegewölbes unter den Flysch hinab. Erst um ein beträchtliches Stück weiter im Norden erscheint eine neue Kreidewelle im Grünten wieder; sie ist eine selbstständig aus dem Flyschgebiet aufsteigende Falte und keineswegs ein durch eine Querverschiebung abgetrenntes Stück der Kreidewellen des Bregenzerwaldes. Gleichzeitig drängt die zu immer grösserer Breite anschwellende nördliche Triaszone der Ostalpen die Falten der Flyschzone abermals stark gegen Norden vor. Hier befindet sich an der Grenze beider Zonen an einer aus dem Stillach- nach dem Vilserthale verlaufenden Dislocationslinie bei Hindelang jener merkwürdige Aufbruch von krystallinischen Gesteinen, den Gümbel[1]) näher beschrieben hat und der als ein Seitenstück zu den von Favre untersuchten krystallinischen Inseln von Tanninges in Savoyen an der Grenze der Zone des Chablais und der Kalkalpen betrachtet werden kann. Auch kleine, klippenförmige Juraschollen durchbrechen zwischen Hindelnag und Sonthofen mehrfach die eocäne Flyschdecke.

Eine durch das Vilserthal über Pfronten und Nesselwang gegen Kempten verlaufende Störungslinie schneidet die Kreidewelle des Grünten gegen Osten ab. Die Flyschzone ist von da ab bis zur Salzach in ihrer Breite sehr reducirt und durch die Erosion vielfach zerstückelt. Vereinzelt treten aus dem Flysch noch Kreidebildungen, wie im Loisachgebiete und im Leitzachthale hervor. Erst östlich

[1]) C. Gümbel, »Nachträge zur geognostischen Beschreibung des bayrischen Alpengebirges«. Geognost. Jahreshefte, 1888, I. Bd., p. 163 ff.

vom Traunthale bei Traunstein tritt wieder eine Verbreiterung der Flyschzone ein, indem die Flyschschichten eine auffallende Wendung im Streichen nach NO. vornehmen, »welche in Oberösterreich fortsetzt und bewirkt, dass hier die Flyschbildungen, im Haunsbergrücken nordwärts bis Dorfbeuern reichend, auf 20 Kilometer sich von dem bis dahin eingehaltenen Zuge am Alpenrand entfernen«.[1]) Während aber von der Gegend zwischen Inn und Loisach bis zum Genfer See nur eocäne und oligocäne Bildungen in der Flyschfacies entwickelt erscheinen, umfasst die Sandsteinfacies östlich vom Traunthal bis Wien auch die Ablagerungen der jüngeren Kreideepoche, ja es scheint sogar, als ob in einzelnen Theilen der Flyschzone, wie in den bayrischen Voralpen östlich vom Traunthal und in Salzburg der Flysch ausschliesslich die obere Kreide vertreten würde.[2]) E. v. Mojsisovics z. B. hält den Salzburger Flysch für ein beiläufiges Altersäquivalent der auf die Fjorde der Kalkalpenthäler beschränkten Gosaubildungen.[3])

Von der Salzach ostwärts zieht die Sandsteinzone als ein ununterbrochener Gürtel am Aussenrande der nördlichen Kalkzone der Ostalpen bis Wien. Ihr fällt in der Structur der Alpen die gleiche orotektonische Rolle zu wie der Kalkzone der Nordostschweiz, deren directe Fortsetzung sie darstellt.[4])

Die Südgrenze der Flyschzone ist in den Ostalpen allenthalben eine Störungslinie. Wo der Flyschstreifen am Südrande der Kreidezone des Bregenzerwaldes an den Rhätikon herantritt, wird er von diesem überschoben.[5]) In den bayrischen Alpen herrscht nach Gümbel[6]) längs des ganzen Südrandes der Flyschzone fast ausschliesslich widersinniges Einfallen unter die älteren Bildungen. Die

[1]) C. Gümbel, »Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete«. Sitzungsber. d. k. bayr. Akad., 1887, 2. Heft, p. 264.

[2]) Vergl. J. Böhm, »Flysch des Fürberges, Sulzberges, Teissenberges und von Muntigl mit den Nierenthalschichten«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1890, p. 241.

[3]) Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1891, p. 3.

[4]) Vergl. E. v. Mojsisovics, »Die Dolomitriffe etc.«, Wien 1879, p. 28.

[5]) F. v. Richthofen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., XII. Bd., p. 203 u. 204.

[6]) C. Gümbel, »Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges«, p. 624.

Flyschzone verhält sich hier gegenüber der nördlichen Kalkzone der Ostalpen geradeso wie die Molassezone gegenüber den Kalkalpen der Nordostschweiz. Auch im Gebiete der österreichischen Alpen östlich von der Salzach läuft zwischen der Sandsteinzone und der Kalkzone allenthalben eine Bruchlinie durch. Doch scheint diese Bruchlinie hier keineswegs einer Faltenverwerfung zu entsprechen, wie die Ueberschiebungen am Rande des Rhätikon und der Algäuer Alpen, sondern vielmehr mit einem wirklichen Absinken der Flyschzone verbunden zu sein.

So stellt sich beispielsweise nach den Aufnahmen von E. v. Mojsisovics die Flyschzone in der Umgebung des Gmundner Sees als ein gesenktes Stück des Gebirges dar. Eine grosse Bruchlinie verläuft hier längs des Nordgehänges des Hochlecken und Höllengebirges und erreicht am Nordfusse der Sonnsteinspitze den Traunsee, um jenseits desselben am Nordgehänge des Traunsteins in östlicher Richtung als Scheidelinie des Kalkgebirges und der Flyschzone fortzusetzen. Da auch weiter im Westen die südliche Grenze der Flyschzone mit dieser Bruchlinie zusammenfällt, so stellt sich das aus obertriassischen, jurassischen und neocomen Sedimenten bestehende Kalkgebirge, das auf der Nordseite der Bruchlinie dem Höllengebirge und der Masse des Sonnsteins vorliegt, tektonisch als ein durch die Denudation blossgelegter Bestandtheil der Flyschzone dar, der an jener Bruchlinie in die Tiefe gesunken ist.[1])

Der Vergleich mit den auf weite Strecken gleichmässig fortstreichenden linearen Brüchen, die nach Lory's Untersuchungen die Structur der französischen Alpen beeinflussen, drängt sich bei der Betrachtung der Südgrenze der ostalpinen Flyschzone unwillkürlich auf. Auch E. Suess[2]) hat auf diese Analogie hingewiesen und der Meinung Ausdruck gegeben, dass der Bau der Nordalpen im Angesichte der böhmischen Masse in ähnlicher Weise von Senkungsbrüchen beherrscht sein möge, wie derjenige der Alpen des Dauphiné im Angesichte des französischen Centralplateaus.

[1]) Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1883, p. 3.

[2]) E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, I. Bd., p. 287 u. 352.

Es ist im Verlauf dieser Darstellungen gezeigt worden, wie die nordöstlichen Kalkalpen der Schweiz vom Westende des Aarmassivs an, wo sie als eine selbstständige Zone erscheinen, mit dem Kreide- und Flyschgebiete des Bregenzerwaldes und der Flyschzone am Nordrande der Ostalpen tektonisch zu einem Ganzen verbunden erscheinen. Es erübrigt noch, den Abschluss der Zone des Montblanc gegen Osten im Aarmassiv zu verfolgen.

Das westliche Ende des Aarmassivs greift zwischen Gampel im Rhônethal und dem Lötschen Pass mit mehreren keilförmigen Vorsprüngen in den Sedimentmantel der Berner Kalkhochalpen ein und gibt dadurch auf das Klarste die tektonische Zugehörigkeit der letzteren zu der Zone des Montblanc zu erkennen. Den westlichsten dieser Vorsprünge bildet das Massiv des Torrenthorns (3005 m). In zwei schmalen Streifen ziehen sich hier die steil SO. fallenden krystallinischen Gesteine in der Verlängerung des Faldumgrates einerseits und in derjenigen des Meiggengrates andererseits in das Gebiet der Bachalp (2170 m), wo sie unter den Sedimentmantel einschiessen. Zwischen diesen beiden parallelen Streifen von krystallinischen Gesteinen sind die aus liassischen und oberjurassischen Ablagerungen bestehenden Sedimentgebilde in ähnlicher Weise eingefaltet wie entlang der Contactzone am Nordrande des Finsteraarhornmassivs.[1]) Die mehrfach ineinandergeschlungenen Biegungen von Lias am Ferden-Rothhorn oder die S-förmig gefalteten Blätter von Lias und Quarziten des Verrucano am Resti-Rothhorn und Faldum-Rothhorn werden von E. v. Fellenberg[2]) sogar geradezu als die schönsten Beispiele von Faltung in den Alpen bezeichnet.

Südlich vom Faldum-Rothhorn legen sich die gefalteten sedi-

[1]) Vergl. G. Ischer, »Blicke in den Bau der westlichen Berner Alpen«, l. c. p. 488 ff.; E. v. Fellenberg, »Itinerarium für das Excursionsgebiet des Schweizer Alpen-Club für 1882 und 1883«. Bern 1882, p. 184; ferner »Geologische Uebersicht über den centralen Theil des Finsteraarhorn-Massivs«. Jahrb. d. S. A.-C., XXII. Bd., 1886/87, p. 34, und »Die Kalkkeile nördlich und südlich des westlichen Theiles des Finsteraarhorn-Massivs«. Verh. d. Naturf.-Ges. in Bern, 1886.

[2]) E. v. Fellenberg, »Itinerarium etc.«, l. c. p. 185. »Ein prächtigeres Schulbild der Faltung und der in Folge der Faltung erfolgten Einschlingung in das mitgefaltete

mentären Schichten des letzteren in normaler Reihenfolge, jedoch discordant, auf die SW.—NO. streichenden, steil SO. fallenden krystallinischen Gesteine des Meiggengrates. Diese Stelle ist darum für die geologische Geschichte des Aarmassivs bemerkenswerth, weil sie zeigt, dass die Serie der discordant den abradirten Schichtköpfen des Centralmassivs aufgelagerten Gesteinsglieder auch hier mit dem Verrucano beginnt, der mit den darüberfolgenden Rauchwacken und Röthidolomiten die Basis des Kalkmantels bildet.

Ein anderer Vorsprung des Centralmassivs schiebt sich keilförmig bis Nieder-Gampel im Rhônethal vor. Er wird südöstlich von einem discordant auflagernden, SO. fallenden Kalkmantel bedeckt, dessen Schichtfolge normal ist. Die nordöstlichen Enden dieses Kalkmantels sind im Gebiete des Bietsch- und Baltschiederthales in steilen, schwach nach Norden übergeneigten Falten in das krystallinische Massiv eingeklemmt.

Der Südrand des Aarmassivs fällt westlich von Brieg mit einer grossen Störungslinie zusammen, die durch den Lauf des Rhône bezeichnet wird. Die krystallinischen Gesteine des Centralmassivs und die Falten des Kalkmantels, unter den dasselbe zwischen dem Lötschen Pass und Gampel hinabtaucht, stossen mit WSW.—ONO. bis SW.—NO. gerichtetem Streichen an den permischen und triassischen Bildungen der hier W.—O. streichenden Zone des Briançonnais ab. Alle Falten des Kalkmantels werden zwischen Leuk und Baltschieder am Rhônethal diagonal auf ihre Streichrichtung scharf abgeschnitten, als würde die Zone des Briançonnais durch eine von Süden her wirkende Kraft aus ihrem normalen Streichen hinausgedrängt, den Südrand des Aarmassivs überschieben.

Die Lagerungsverhältnisse am westlichen Ende des Aarmassivs, die Einfaltung des Sedimentmantels an den unter denselben hinabtauchenden Vorsprüngen des krystallinischen Massivs, ferner das Auftreten eingefalteter Sedimente im Inneren der Centralmasse, die

---

krystallinische Gebirge gibt es wohl kaum irgendwo, und auch dem Laien so zugänglich und verständlich, als das Profil durch das Westende des Finsteraarhorn-Massivs, Gampel—Gasteren.«

durch jene keilförmige Einklemmung vor der Denudation bewahrte Reste einer einst über das ganze Massiv ausgebreiteten Sedimentdecke darstellen, wie die Kalkfalten am Innerthal- und Jägigletscher im westlichen, im Kalchthal, bei Färnigen, an der Lauchern- und Intschialp im centralen Theile der Finsteraarhornmasse, haben A. Baltzer und E. v. Fellenberg wohl mit Recht veranlasst, das Aarmassiv als ein System steil gestellter, unvollkommen symmetrischer Falten aufzufassen. Die einzelnen Falten sind vorwiegend nach Norden überschoben. Auch Anzeichen von Faltenverwerfungen und Schuppenstructur sind vorhanden. Fächerstructur dagegen tritt nur in der südlichsten Zone des Massivs in ziemlich verkümmerter Weise auf.

Für das älteste Glied des Massivs hält Baltzer[1]) die Granitgneiss- (Protogin-) Zone des Bietschhorns, dieser folgen in der normalen Stufenleiter der krystallinischen Gesteine die Gneisse, welche die nördliche und südliche Randzone des Massivs bilden, hierauf die Phyllite mit den eingeschalteten jüngeren Gneissen und Hornblendeschiefern, die gleichfalls in zwei parallelen Zonen angeordnet, die Granitgneisszone von den randlichen Gneisszonen trennen. Der Gegensatz der Anschauungen über die Stellung des Protogins in der Montblanc-Gruppe zwischen Lory und Favre findet sich also auch hier in den Auffassungen von Lory[2]) und Baltzer wieder, indem der erstere die Protoginzone des Bietschhorns als das jüngste, den Gneiss der Randzonen als das älteste Glied betrachtet und auf diese Weise zu der Vorstellung eines synklinalen Baues des Aarmassivs gelangt.

Mag immerhin die Frage der Stellung des Protogins noch nicht genügend geklärt erscheinen, so widerspricht doch dem von Lory supponirten, einfachen, synklinalen Bau des Aarmassivs die Thatsache der Einfaltung des Sedimentmantels an dem westlichen

[1]) A. Baltzer, »Das Aarmassiv«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXIV. Lfg., Bern 1888.

[2]) Ch. Lory, »Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région«. Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. IX, 1880/81, p. 670, und »Sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales«. Congrès géologique international, 4ème session, Londres 1888, p. 36.

Ende und den nördlichen Randpartien des Massivs in entschiedener Weise. Die Auffassung des letzteren als eines durch Transversalschieferung modificirten und im Streichen von Verwerfungen durchschnittenen Faltensystems wird diesen Thatsachen wohl in ungleich höherem Maasse gerecht.

Eine Bestätigung dieser Ansicht bieten auch die Lagerungsverhältnisse am östlichen Ende der Centralmasse des Finsteraarhorns im Gebiete des Tödi. Hier hat Rothpletz[1]) am Bifertengrätli versteinerungsführende Anthracitschiefer von obercarbonischem Alter entdeckt, die in das krystallinische Grundgebirge (wahrscheinlich der Gruppe der jüngeren Gneisse entsprechend) muldenförmig eingefaltet sind. Ueber den steil gestellten, abradirten Schichtköpfen der älteren Schiefer und des Carbons reitet discordant Verrucano, über dem die Gruppe des Röthidolomits und die jurassischen Bildungen folgen, die bis zum Gipfel des Tödi (3623 m) emporsteigen. Auch die mit dem Verrucano beginnende Serie der jüngeren Sedimente ist ihrerseits wieder gefaltet und der discordant über dem steil aufgerichteten Grundgebirge lagernde Verrucano an seiner Basis mehrfach in das letztere eingeschlungen. Dieses Verhalten des Verrucano zu den älteren Gesteinen im Massiv des Torrenthorns und am Tödi weist auf eine Faltung des Gebirges sowohl vor der Ablagerung des Verrucano, als auch am Ende der Oligocänzeit hin.

Die Anthracitschiefer am Bifertengrätli sind übrigens die einzigen mit Sicherheit als carbonisch erkannten Bildungen innerhalb des Aarmassivs.[2]) Die petrographische Aehnlichkeit gewisser sericitischer Gneisse in der Phyllitzone des Lötschenthales mit den durch Pflanzenfunde als carbonisch charakterisirten Anthracitgesteinen der Mulde von Salvan bei Collonges ist wohl nicht allzu hoch anzuschlagen. Die Phyllitzone des Lötschenthales als eine Fortsetzung der Mulde von Salvan (zwischen den Massiven der Aiguilles Rouges

[1]) A. Rothpletz, »Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi«. Abh. d. Schweiz. Paläontol. Ges., VI (1879), Zürich 1880.

[2]) Von ganz unbedeutenden Einlagerungen am Rande des Massivs z. B. am Wendenpässli (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XX. Lfg., p. 32) abgesehen.

und von Arpille) zu betrachten, wie Baltzer (l. c. p. 47) zu thun geneigt ist, erscheint in Anbetracht der beträchtlichen Entfernung zwischen beiden — gegen 50 Kilometer — einigermaassen gewagt. Da auch das stammähnliche Gebilde aus dem sericitischen Gneiss von Guttannen nach Baltzer nicht mit Bestimmtheit als organisch angesprochen werden kann, so wird man wohl auch noch weiterhin die krystallinischen Gesteine des Aarmassivs als älter ansehen dürfen als die ältesten, organische Reste führenden Schichten der Westalpen.

In ähnlicher Weise wie an seinem westlichen Rande taucht das Aarmassiv auch an seinem östlichen Ende unter die Falten seines sedimentären Mantels hinab. Nach den Darstellungen von Heim[1] scheint in dem östlichen Theile des Aarmassivs die südliche Randzone der Gneisse verkümmert oder ganz zu fehlen. Der Granitgneisszone des Bietschhorns entspricht jene des Oberalpstockes. Sie wird im Norden und Süden von einer Phyllitzone begleitet. Die nördliche Randzone der Gneisse verschwindet bereits zwischen Erstfeld und Silenen unter der Kalkdecke des Windgällenzuges. Auf die steil aufgerichteten und innerhalb der Protoginzone z. Th. fächerförmig gestellten krystallinischen Schichten des Aarmassivs legt sich östlich von Val Rusein eine vielfach zerstückelte Decke von Verrucano und jüngeren Sedimenten, unter denen auch hier wieder die Hochgebirgskalke des Malm die Hauptrolle spielen. Sie nehmen nach Osten an Mächtigkeit derart zu, dass das Grundgebirge nur noch in einzelnen Aufbrüchen, z. B. im Val Frisal und bei Vättis zu Tage tritt.

Der Phyllitmulde zwischen der nördlichen Gneisszone von Erstfeld und der Protoginzone entspricht östlich vom Tödi eine ebensolche Mulde des Verrucano und der Sedimentgesteine, die von einer mächtigen aus Verrucano bestehenden Gewölbefalte von Süden her überschoben wird. Es ist dies die Südfalte der Glarner Doppelschlinge Escher's von der Linth. Ihr Streichen bezeichnet dasjenige der centralen Axe des Massivs und ist im Allgemeinen ONO. in O. gerichtet.

---

[1]) A. Heim, »Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung«. Basel 1878, I. Bd., p. 11.

In der Gruppe der Brigelserhörner erscheint ihr im Süden eine complicirte Falte vorgelagert, deren südwestliches Ende im Val Puntaiglas sich als eine in das Centralmassiv eingeklemmte, spitze Mulde darstellt und so einen neuen Beweis dafür liefert, dass auch das Centralmassiv selbst aus mehreren, aneinander gepressten Falten besteht.

Als ein gesichertes Ergebniss der geologischen Erforschung des Glarner Gebietes darf jedenfalls die auch von den Gegnern der Doppelfalten-Hypothese als erwiesen betrachtete Thatsache angenommen werden, dass das östliche Ende der Zone des Montblanc in den Glarner Alpen sich als ein System nach Nord überschobener Falten darstellt.[1]) Das Verhältniss der östlichsten Ausläufer des Aarmassivs zu der nördlich vorliegenden Kalkzone der Nordostschweiz erscheint bei dem Widerstreit der Meinungen über das Alter der den Verrucano unterlagernden Bildungen, die von den einen ausschliesslich als Eocän (beziehungsweise oligocän),[2]) von den anderen als Aequivalente der Kalkphyllite, umgeben von angelagertem Eocän, gedeutet werden, wohl noch nicht genügend geklärt.

Mit voller Bestimmtheit kann man dagegen die Rheinlinie als die östliche Grenze der Zone des Montblanc bezeichnen. Jenseits des Rheinthales findet diese Zone keine Fortsetzung. Ihr äusserster Vorposten ist der Calanda (2808 m) bei Chur, dem im Osten das Senkungsfeld des Prättigau gegenübersteht.

Zu der Centralmasse des Finsteraarhorns tritt das Massiv des Gotthard in eine ähnliche Beziehung, wie jene der Grandes Rousses und von Belledonne zum Massiv von Oisans oder dasjenige der Aiguilles Rouges zum Montblanc. Die Zone des Briançonnais folgt, wie später gezeigt werden wird, in ihrem Fortstreichen oberhalb Mörel nicht dem Rhônethal, sondern zieht über den Nufenen Pass (2441 m), durch Val Bedretto, über den Piora Pass (2375 m) und durch das oberste Val Blegno zum Greina Pass (2360 m). Das Gotthard-Massiv wird

---

[1]) Vergl. M. Vacek, »Beitrag zur Kenntniss der Glarner Alpen«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., XXXIV. Bd., 1884, Taf. IV, Prof. III.

[2]) Vergl. A. Wettstein, »Ueber die Fischfauna des tertiären Glarner Schiefers«. Mém. Soc. paléont. Suisse, XIII, 1887.

dadurch in Bezug auf seine tektonische Stellung im Gebirgsbau der Alpen der Zone des Montblanc zugewiesen, wie dies bereits von Desor[1]) betont wurde.

Die Grenze der Centralmasse des St. Gotthard gegen das Aarmassiv wird durch eine tektonische Linie bezeichnet, die der Urseren-Mulde und der Furche des Oberalp Passes entspricht. Jurassische Sedimente, deren Alter durch Funde von Crinoidenstielgliedern sichergestellt erscheint, bilden das jüngste Glied innerhalb jenes Grenzstreifens und sie treten in ähnlicher Weise auch entlang dem südlichen Rande des Massivs an der Grenze gegen die Zone des Briançonnais (z. B. am Nufenen Pass, am westlichen Abhang des Scopi, bei der Alpe Vitgira am Lukmanier) auf. Die Aehnlichkeit mit den gleichfalls von Jurabildungen umgebenen Centralmassen des Montblanc oder von Belledonne ist bemerkenswerth.

Eine einfache Mulde ist der von jüngeren Gesteinen zusammengesetzte Streifen zwischen dem Aar- und Gotthardmassiv wohl kaum. Nach Baltzer weisen die Verhältnisse auf mehrfache Faltung hin, nach Rothpletz[2]) würde eine Einklemmung zwischen Brüchen anzunehmen sein, nach den Beobachtungen von Stapff liegt im Profil des grossen Tunnels eine Doppelmulde vor, die von Süden her durch das Gotthardmassiv überschoben wurde. Jedenfalls folgt der Oberlauf des Rhône und Rhein nebst dem dazwischen liegenden Gebiete des Urserenthales einer grossen tektonischen Störung, mag dieselbe in der Form einer steilen, synklinalen Einfaltung oder einer überschobenen Grabenversenkung der jüngeren Bildungen ihren Ausdruck finden.

K. v. Fritsch[3]) und F. Stapff,[4]) denen wir die genauesten Profile durch den centralen Theil des Gotthardmassivs verdanken, haben

---

[1]) E. Desor, »Der Gebirgsbau der Alpen«. Wiesbaden 1865, p. 80.

[2]) A. Rothpletz, »Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., XXXV. Bd., 1883, p. 172.

[3]) K. v. Fritsch, »Das Gotthardgebiet«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XV. Lfg., Bern 1873.

[4]) F. Stapff, »Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels«. Specialbeilage zu den Berichten des schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung, Bern 1880.

wiederholt auf die bedeutenden Unterschiede zwischen den Gesteinen des Gotthard- und Aarmassivs hingewiesen und jede Parallelisirung der einzelnen Gesteinszonen beider Massive abgelehnt. Der durch Baltzer unternommene Versuch, die Gleichaltrigkeit gewisser Zonen beider Massive nachzuweisen und die Verschiedenheit der an der Zusammensetzung derselben betheiligten Gesteine durch Faciesunterschiede zu erklären, geht über den Werth einer theoretischen Speculation um so weniger hinaus, als die Grundlage seiner Schlussfolgerungen, die allerdings schon von Stapff supponirte Gleichaltrigkeit der Gesteine der Urseren- und Bedretto-Mulde, in Frage gezogen werden kann. Beide »Mulden« gehören durchaus verschiedenen tektonischen Zonen an. Die Urseren-Mulde liegt eingesenkt zwischen zwei Centralmassen der Zone des Montblanc, jene des Val Bedretto dagegen bildet einen Theil der inneren Kalk- und Schieferzone der Westalpen, jener des Briançonnais. Durch die Parallelisirung beider ist man, meiner Ansicht nach, in denselben Fehler verfallen, den man so lange Zeit hindurch bei der Deutung des Montblanc-Profils durch eine Parallelisirung der jüngeren Schichtbildungen auf der Nordwest- und Südostseite des Montblanc-Massivs beging, ehe eine Beseitigung dieses Irrthums durch die Arbeiten von Lory angebahnt und durch diejenigen von Zaccagna und Mattirolo endgiltig herbeigeführt wurde.

Ein Urtheil darüber, ob die Gesteine des Gotthard-Massivs in der stratigraphischen Reihenfolge der krystallinischen Schiefer ein höheres oder tieferes Niveau einnehmen als jene des Aarmassivs, oder ob gewisse Gesteinscomplexe als gleichalterige, heteropische Bildungen anzusprechen seien, möchte ich bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse über die Stratigraphie der alpinen Centralmassen für verfrüht halten. Wir müssen es heute schon als einen wesentlichen Fortschritt ansehen, wenn es gelungen sein wird, innerhalb jeder einzelnen Centralmasse die normale Schichtfolge der krystallinischen Gesteine festzustellen. Für die Centralmassen der Zone des Montblanc sind wir noch nicht zu diesem Resultat gelangt. Besser steht es in dieser Beziehung um die Centralmassen in dem westlichen Theile der Zone des Monte Rosa, wo freilich die Lagerungsverhält-

nisse das Studium wesentlich vereinfachen. Am weitesten in die Ferne gerückt erscheint selbstverständlich die Möglichkeit, das Altersverhältniss der Gesteinsgruppen innerhalb verschiedener Zonen der Alpen zu einander zu erkennen. Es muss uns heute genügen, in dem Profil des St. Gotthard den Schichtverband innerhalb des Complexes der krystallinischen Gesteine im Aarmassiv, Gotthard-Massiv und Tessiner Massiv für jedes einzelne der drei genannten Massive festgestellt zu haben, von einer Parallelisirung der Schichtgruppen des einen mit solchen des anderen aber müssen wir vorläufig — glaube ich — noch absehen.

Das Gotthard-Massiv zeigt bekanntlich typische Fächerstellung.[1] Das Centralmassiv überschiebt die im Norden und Süden des Schichtfächers eingesenkten, jüngeren Gesteine. Diese Fächerstellung dauert auch noch östlich vom Lukmanier in dem SSW.—ONO. streichenden Medelser Gebirge an.[2] Die ältesten Schichtglieder des Massivs, Gneisse und Gneissgranite, tauchen gegen NO. allmälig unter eine Decke von Kalkphylliten hinab.

Die Tektonik dieses östlichen Abschnittes des Gotthard-Massivs kann nur beiläufig aus der »Geologischen Karte der Schweiz« (Blatt XIV) erschlossen werden, da die Veröffentlichung des dazu gehörigen Textes noch aussteht. Es scheint dasselbe im Gebiete des Val Somvix und Val Grond aus mehreren nach Nord übergelegten Falten zu bestehen, deren Gewölbe an Wechselflächen überschoben sind. Ein derartiges Lagerungsverhältniss möchte ich beispielsweise in Uebereinstimmung mit M. Vacek[3] im Zuge des Piz Mundaun (2065 m) annehmen, der die tektonische Fortsetzung der Medelser Berge, des Piz Ufiern (3153 m), Piz Medel (3203 m) und Scopi (3200 m) bildet. Die Basis dieses Zuges besteht in den Gehängen gegen das Vorderrheinthal aus Verrucano und den Kalkbänken der Röthigruppe. Ueber diese

---

[1] Vergl. auch F. Giordano, »Esame geologico della catena alpina del San Gottardo«. Mem. R. Com. geol. d'Italia, Firenze 1873, vol. II, p. 62 ff.

[2] G. Theobald, »Geologische Uebersicht der Rhätischen Alpen«. Jahrb. d. Schweizer Alpen-Club 1866, p. 413 ff.

[3] M. Vacek, »Beitrag zur Kenntniss der Glarner Alpen«, l. c. p. 255.

sind die von Theobald als »Bündner Schiefer« bezeichneten Kalkphyllite des Piz Mundaun hinübergeschoben; ein Profil von Ilanz oder von Flond über Neukirch auf den Piz Mundaun zeigt in Folge dessen die Kalkphyllite der »Bündner Schiefer« keineswegs in der normalen Lagerung.

Das Lungnetz scheint im grossen Ganzen der südöstlichen Grenze des Gotthard-Massivs zu entsprechen. Nur die äussersten Ausläufer des letzteren dürften noch östlich über Ilanz vielleicht bis gegen das Gebiet des Flimser Bergsturzes hinausreichen.

III. Abschnitt.

Der Gebirgsbau der Penninischen und Lepontinischen Alpen.

Die Zone des Briançonnais im Rhônethal und auf der Südseite des Gotthard-Massivs. — Ueberschiebung durch die Zone des Monte Rosa. — Schistes lustrés und Bündner Schiefer. — Stellung des fossilführenden Lias innerhalb der Schichtgruppe der Bündner Schiefer. — Gewölbebau der Zone des Monte Rosa. — Der Arolla-Gneiss ein Glied der Schieferhülle. — Simplonprofil. — Gliederung der krystallinischen Schieferreihe. — Ueberschiebung von Goglio. — Das Tessiner Massiv. — Störungen am Nord- und Südrande desselben. — Bruchlinie des Val Blegno. — Das Adula-System keine Fortsetzung des Tessiner Massivs.

Als ein schmaler, zusammenhängender Saum begleitet die Zone des Briançonnais das Hochgebirge der Penninischen und Lepontinischen Alpen an dem den Centralmassiven des Montblanc und Finsteraarhorn zugekehrten Rande.

Studer und Theobald haben die Einheitlichkeit der Kalk- und Schieferzone vom Col Ferret bis zum Greina Pass bereits vor langer Zeit für wahrscheinlich gehalten. Auch Lory und Gerlach sind in ihren neueren Arbeiten für diese Ansicht eingetreten, die in der im Jahre 1889 vom Comitato geologico in Rom herausgegebenen Uebersichtskarte von Italien ebenfalls zum Ausdruck gelangt.

Die Fortsetzung der Zone des Briançonnais nördlich vom Col Ferret schliesst sich unmittelbar an den durch die Arbeiten von Zaccagna bekannten Abschnitt derselben im Gebiete von Courmayeur an. Der Streifen der Lias-Jurabildungen in der Allée Blanche lässt sich durch die beiden Ferret-Thäler und über den Kamm zwischen Chemin und der Pierre à Voir (2476 m) bis Saxon und Riddes im Rhônethal verfolgen. In den Kalkschiefern des Kammes der Pierre

à Voir und an der Alpe La Folly unterhalb des Col Ferret hat A. Favre jurassische Fossilien nachgewiesen.[1]) Die Fauna des letztgenannten Fundortes, dem die Eisenstein führenden Lager von Amône angehören, trägt nach den Untersuchungen von Greppin[2]) den Charakter einer solchen des Braunen Jura. Aus dem ganzen Gebiete zwischen diesem Punkte und dem Nufenen Pass im Osten ist innerhalb des Hochgebirges der Penninischen und Lepontinischen Alpen niemals ein jurassisches Fossil gefunden worden.

Die permischen Besimaudite des Mont Chétif finden ebenfalls im schweizerischen Val Ferret eine Fortsetzung. Ich konnte sie in Uebereinstimmung mit Zaccagna[3]) östlich vom Col Ferret und bei Seiloz constatiren. Sie bilden hier geradeso wie am Mont Chétif einen schmalen Zug von O. fallenden Talkschiefern, der unmittelbar an den Lias-Jurastreifen am Ostrande des Montblanc-Massivs discordant anstösst. Ueber diesen permischen Bildungen folgen Glanzschiefer mit Rauchwacken und Dolomiten, die Vertretung der Trias des Crammont, endlich die carbonischen Anthracitschiefer des Col de la Séréna und Col de Fenêtre.

Die verkehrte Lagerung, die Zaccagna in dem Profil der Zone des Briançonnais bei Courmayeur beschrieben hat, dauert durch das ganze Gebiet der Dransethäler noch an. Die Anthracitschiefer überschieben die Schistes lustrés und werden ihrerseits wieder von den Glimmerschiefern des Grand Combin überschoben. Die grosse SSW.—NNO. gerichtete Störungslinie zwischen der Anthracitzone des Kleinen St. Bernhard und den Kalkphylliten der Centralmasse des Gran Paradiso, auf deren Bedeutung zuerst Baretti und Lory hinwiesen, setzt sich mit beinahe N.—S. gerichtetem Streichen bis in die Nähe des Rhônethales fort. Eine wahre »faille« bezeichnet hier, der Auffassung von Lory durchaus entsprechend, die Grenze zwischen der mittleren und inneren Zone der Westalpen.

---

[1]) Vergl. F. Giordano, Mem. Com. geol. d'Italia, 1873, II, p. 82.

[2]) Greppin, Act. soc. helv. sc. nat., 1877, p. 59.

[3]) D. Zaccagna, »Sulla geologia delle Alpi occidentali«. Boll. Com. geol. d'Italia, 1887, p. 370.

Im Gebiete des Rhônethales biegt die Zone des Briançonnais gegen NO. um, folgt weiterhin bis Mörel dem Rhônethal und den südlichen Gehängen des letzteren und wendet sich von da ab durch die Berge zu beiden Seiten des Binnenthales, über das Blinnenhorn (3387 m), den Griespass und Nufenen Pass nach dem Val Bedretto, der obersten Thalstufe des Tessin.

Der Anthracitstreifen des Col de la Séréna lässt sich als zusammenhängender Zug in einer Breite von 1 bis 2 Kilometer bis Chippis am Ausgange des Val d'Anniviers und in unbedeutenden Aufbrüchen noch über Turtman hinaus bis Eyscholl verfolgen. Er liegt, wie bereits erwähnt, auf den Glanzschiefern des Val Ferret in überstürzter Lagerung. Nördlich von Chables stellt sich auch an dem südlichen Rande des Anthracitzuges ein Streifen von Quarziten und Glanzschiefern ein, der hier das normale Hangende der Anthracitschiefer bildet. Oestlich von Turtman verschmelzen die nördliche und südliche Glanzschieferzone und setzen von da an mit den den Schistes lustrés untergeordneten Dolomiten, Gypsen und Rauchwacken und den z. Th. vielleicht noch permischen Quarziten die Zone des Briançonnais bis zum Nufenen Pass zusammen.

Innerhalb der Zone des Briançonnais herrscht am ganzen Nordrande der Penninischen Alpen Südfallen. Die Südgrenze dieser Zone ist wahrscheinlich der ganzen Ausdehnung der letzteren nach eine Ueberschiebungsfläche. Die Profile von Gerlach [1]) lassen ausnahmslos erkennen, dass die Quarzite und Glanzschiefer am Ausgange der südlichen Seitenthäler des Rhône von den älteren Gesteinen der Glimmerschiefer- und Kalkphyllit-Gruppe des Walliser Hochgebirges überlagert werden. Erst östlich von der Simplonstrasse findet sich am südlichen Rande der Zone, jedoch nur auf ganz kurze Strecken, z. B. bei Bérisal oder im obersten Val Formazza, nördliches Einfallen der Glanzschiefer, aber auch dort macht ihre steile Schicht-

[1]) H. Gerlach, »Das südwestliche Wallis«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. IX. Lfg., Bern 1871, und »Die Penninischen Alpen«, ibid. XXVII. Lfg., Bern 1883, und Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges., XXIII. Bd., p. 1—132.

stellung die Annahme einer normalen Auflagerung auf die krystallinischen Gesteine der Lepontinischen Alpen unwahrscheinlich.

Vom Kleinen St. Bernhard bis ins oberste Val Formazza geht zwischen der Zone des Briançonnais und derjenigen des Monte Rosa eine Bruchlinie hindurch, wie zwischen der Flyschzone und der nördlichen Kalkzone der Ostalpen.

Ueber das Alter der an dem Aufbau dieser Zone östlich von Turtman betheiligten Bildungen sind die Meinungen getheilt, je nachdem man die Glanzschiefer als Glieder der Triasformation oder der krystallinischen Schieferreihe betrachtet.

Die Gesteine, die Lory mit dem Namen »Schistes lustrés« bezeichnete, umfassen ohne Zweifel Bildungen sehr verschiedener Art und sehr verschiedenen Alters. Ein Theil derselben entspricht gewiss der Kalkphyllit-Gruppe, so alle die auf der geologischen Karte von Carez und Vasseur zur Trias gestellten Schiefer innerhalb der Penninischen und Cottischen Alpen östlich von der Zone des Briançonnais. Ebenso gewiss aber gehört ein anderer Theil der »Schistes lustrés« der Trias an. Es sind dies jene Glanzschiefer innerhalb der Zone des Briançonnais, die im Hangenden der Diploporenkalke des Lago Paroird und Mont Brisé liegen. Zweifelhaft ist das Alter der von Lory als »Schistes lustrés« bezeichneten Gesteine im Gebiete der Maurienne und Tarentaise, deren triassisches Alter von Lory nur auf Grund der angeblich concordanten Ueberlagerung durch rhätische Schichten, beziehungsweise den jurassischen »Calcaire du Briançonnais« gefolgert wird, während Bonney[1]) alle jene z. Th. hochkrystallinischen Bildungen in die archaische Schichtgruppe verweist.

Für die Glanzschiefer des Val Ferret darf wohl die Zugehörigkeit derselben zur Trias, in Uebereinstimmung mit Lory und Gerlach angenommen werden, da sie theils die unmittelbare Fortsetzung der zweifellos triassischen Schiefer im Hangenden der Gyroporellenkalke des Mont Brisé darstellen, theils den carbonischen Anthracitschiefern normal aufgelagert sind. Weiter gegen Osten jedoch wird

[1]) T. G. Bonney, »Notes on two traverses of the crystalline rocks of the Alps«. Quart. Journ. Geol. Soc., 1889, p. 96, und Presidential Address, ibid. 1886, p. 78 u. 108.

die Entscheidung der Altersfrage schwieriger. Oberhalb Brieg und bei Mörel tragen die Glanzschiefer noch ganz den lithologischen Typus der Schistes lustrés im Val Ferret zur Schau und sind von den der Kalkphyllit-Gruppe entsprechenden »Schistes lustrés« am Mont Genèvre oder in den inneren Theilen der Penninischen Alpen wesentlich verschieden. Diesen Glanzschiefern sind die mächtigen Dolomitzüge des Binnenthales untergeordnet, deren triassisches Alter zwar sehr wahrscheinlich, durch Funde bezeichnender Fossilien, wie am Chaberton, Mont Brisé oder im Calcare die Villanova jedoch bisher noch nicht sichergestellt ist.

In der Mulde des Val Bedretto und Val Piora nehmen an der Zusammensetzung dieser Zone auch Bildungen Theil, die in viel höherem Maasse den Charakter krystallinischer Gesteine an sich tragen als die Glanzschiefer im Val Ferret und Rhônethal. Zugleich aber stellen sich innerhalb der Zone des Briançonnais dort, wo sie mit dem Gotthard-Massiv in Berührung tritt, wieder Ablagerungen von jurassischem Alter ein, geradeso wie am Südostrande der Centralmasse des Montblanc.

Im Val Bedretto, Val Piora und in der Fortsetzung der Zone des Briançonnais am südlichen Fusse des Scopi (3200 m) bis Olivone kann man drei Gesteinsgruppen unterscheiden, die an dem Aufbau derselben sich betheiligen. Das eine, durch das Auftreten jurassischer Fossilien bestimmte Glied bilden dunkle Thonglimmerschiefer mit Marmoreinlagerungen. In diese Gruppe gehören die graphitischen Knotenschiefer des Nufenen und von Fontana (?), die Pentacriniten und Belemniten führenden Disthenschiefer des Scopi und der Alpe Vitgira, sowie die Belemnitenschiefer und Marmorlager mit *Gryphaea cymbium* oberhalb Vanescha. Die zweite Gruppe umfasst die Gypse, Dolomite, Rauchwacken, Quarzite und Glanzschiefer des Val Piora und am Lukmanier, die dritte endlich Gesteine von hochkrystallinischer Beschaffenheit.

Die zweite Gruppe wird von den meisten schweizerischen Geologen als ein Aequivalent der Trias (vielleicht mit Einschluss des Perm) gedeutet. Zweifelhaft ist dagegen die Stellung der dritten

Gesteinsgruppe. Nach der Ansicht der in der Controverse über das Alter dieser Bildungen betheiligten schweizerischen Geologen (Stapff, Rolle, Baltzer, Heim,[1]) Grubenmann[2]) liegen in denselben durch mechanischen Metamorphismus umgewandelte und krystallinisch gewordene mesozoische Sedimente vor. Eine dieser Auffassung entgegengesetzte Anschauung wird dagegen von Bonney[3]) vertreten. Seinen Beobachtungen zufolge zeigen die ausgesprochen krystallinischen Schiefer innerhalb der Zone des Briançonnais nirgends die Tendenz, in sedimentäre, fossilführende Schichten überzugehen, sondern lässt sich zwischen beiden allenthalben eine scharfe Grenze ziehen.

Je nachdem man der einen oder anderen Ansicht beipflichtet, wird man zu verschiedenen Vorstellungen über die Tektonik der Bedretto-Piora-Mulde gelangen. Nach der Darstellung der schweizerischen Geologen entspricht dieselbe einer durch das Gotthard-Massiv überschobenen, steilen Synklinale, nach derjenigen von Bonney einer zwischen Brüchen eingeklemmten und von zahlreichen Störungslinien zerschnittenen Grabenversenkung.

Vom Lukmanier streicht die Zone des Briançonnais durch Val Campra gegen Olivone und Ghirone und aus den obersten Verzweigungen des Val Blegno über den Greina Pass (2360 m) und die Gruppe des Piz Terri (3157 m) in die Thäler des Valser Rheins. Sie nimmt hier die Stellung eines trennenden Zwischengliedes zwischen dem Adula- und Gotthard-Massiv ein. Das Streichen der Zone, das vom Nufenen Pass durch Val Bedretto und Val Piora bis Olivone W.—O. gerichtet war, wendet sich nunmehr unter dem Einfluss des Adula-

---

[1]) Die Hypothese der Umwandlung ursprünglich jüngerer (paläozoischer und mesozoischer) Ablagerungen in krystallinische Gesteine durch Dynamometamorphose findet in den von Heim auf dem geologischen Congress in London über diesen Gegenstand verlautbarten Mittheilungen ihren schärfsten Ausdruck. Vergl. A. Heim, »Zur Classification der krystallinischen Schiefer«. Congrès géol. internat., 4me session, Londres 1888, p. 16 ff.

[2]) Grubenmann, »Ueber die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo«. Zeitschr. d. thurgauischen naturf. Ges., 1888, 8. Heft.

[3]) T. G. Bonney, »On the crystalline schists and their relation to mesozoic rocks in the Lepontine Alps«. Quart. Journ. Geol. Soc., XLVI (1890), p. 187—236.

Massivs wieder gegen NO. Das Lungnetz stellt daher bis zu seinem Durchbruch im Glennerbachtobel zwischen Pitasch und Ilanz ein im Streichen des Gebirges eingeschnittenes Längenthal dar, eine Thatsache, die schon dem älteren Escher[1]) bekannt war.

Die Gesteine, die diesen Theil der Zone des Briançonnais zusammensetzen, sind von Theobald, A. Escher v. d. Linth, Studer und Rolle der Schichtgruppe der »Bündner Schiefer« zugetheilt worden. Es sind im Wesentlichen dieselben, die bereits im Val Bedretto und Val Campra an dem Aufbau jener Zone sich betheiligen: schwarze Thonschiefer mit Kalkeinlagerungen jurassischen Alters, Rauchwacken, Dolomite und Glanzschiefer, und Gesteine von hochkrystallinischem Habitus. Im Kessel von Ghirone ist die Structur der Zone offenbar eine complicirte; erst nordöstlich von der Wasserscheide des Val Blegno und Lungnetz scheint sich eine grössere Regelmässigkeit einzustellen. Die Schichten fallen hier im Allgemeinen vom Gotthard-Massiv und Adula-Massiv steil gegen die Medianebene der Zone ein und stehen in dieser selbst senkrecht. Sie bilden also im grossen Ganzen eine stark zusammengepresste Mulde. Die Vertheilung der Rauchwacken und Dolomite in zwei randlichen Zügen entlang der Grenze gegen das Adula- und Gotthard-Massiv würde für eine solche Auffassung sprechen. Bei den sehr gestörten Lagerungsverhältnissen, die innerhalb der Zone des Briançonnais herrschen und geradezu als ein charakteristisches Merkmal derselben gelten können, ist indessen eine einfache muldenförmige Structur kaum vorauszusetzen.

Ich selbst habe diesen Theil der Zone im Gebiete des Valser Rheins nur insoweit begangen, um mir über die Beziehungen der an dem Aufbau desselben betheiligten Gesteine zu den »Bündner Schiefern« des Gotthard- und Adula-Massivs ein Urtheil bilden zu können. Eine Excursion, die Professor A. Heim im Anschluss an die Jahresversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft im August 1890 mit einer grösseren Zahl von Fachgenossen in das

[1]) »Beiträge zur Gebirgskunde der Schweiz aus den hinterlassenen Manuscripten J. C. Escher's v. d. Linth, mitgetheilt von seinem Sohne«. Mittheilungen aus dem Gebiete der theoretischen Erdkunde von Fröbel und Heer, p. 192 des Separatabdruckes.

Gebiet der »Bündner Schiefer« ausführte, hat seit dem Abschluss der älteren Arbeiten Theobald's zum ersten Male neuere Mittheilungen über dasselbe an die Oeffentlichkeit gelangen lassen. Auch in den schwarzen Schiefern des Lungnetz hat A. Heim Belemniten gefunden. Ein anderes Schichtglied von jurassischem Alter sind weisse Marmorlager mit *Gryphaea cymbium* oberhalb der Vanescha-Alpe, die beiläufig in der Medianebene der Mulde liegen.[1])

Diese Fossilfunde in dem sogenannten »Bündner Schiefer« des Lungnetz sind insoferne von Bedeutung, als sie der von Theobald[2]) geäusserten Ansicht, dass die »Bündner Schiefer« des westlichen Graubündens liassische Bildungen seien, eine Stütze zu bieten scheinen. Bereits an anderer Stelle habe ich zu zeigen versucht,[3]) dass Theobald unter dem Namen »Bündner Schiefer« Gesteine der verschiedensten Art zusammengefasst hat, die zum grössten Theile entweder dem eocänen Flysch entsprechen, wie im Plessurgebiete, oder hochkrystallinische Bildungen vom Typus der Kalkphyllite der österreichischen Urgebirgszonen darstellen. Im Einklange mit Gümbel.[4]) glaube ich beispielsweise alle Bündner Schiefer des Oberhalbstein, der Schynschlucht und der Umgebung des Splügen, die von Sedimenten triassischen Alters regelmässig überlagert werden, der Kalkphyllit-Gruppe zutheilen zu müssen. Desgleichen betrachte ich die Kalkphyllite des Piz Mundaun in Uebereinstimmung mit Vacek[5]) als ältere Bildungen, die dem Röthidolomit nicht normal auflagern, sondern überschoben sind.[6])

Im Unter-Engadin hat C. Gümbel. gezeigt, dass die fossilführenden Algäu-Schiefer des Lias nirgends eine Uebereinstimmung mit

---

[1]) Vergl. »Eclogae geologicae Helvetiae«, vol. II, 1890, Nr. 2, p. 193—199.

[2]) G. Theobald, »Zur Kenntniss deş Bündner Schiefers«. Jahrb. d. Naturf. Ges. Graubündens, 1858/59, Chur, p. 23—58.

[3]) »Geologische Studien im südwestlichen Graubünden«, l. c. p. 32 ff.

[4]) C. W. Gümbel, »Geologisches aus dem Engadin«. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, XXXI. Jahrg., Separatabdr., p. 44—53, und »Geologisches aus Westtirol und Unter-Engadin«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1887, p. 291—296.

[5]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1884, p. 237.

[6]) Die schwarzen, kohligen Schiefer, die weiter aufwärts im Glennerbachtobel anstehen, möchte ich dagegen allerdings mit Heim für jüngere Bildungen halten.

den »Bündner Schiefern« erkennen lassen. Zu dem gleichen Ergebnisse haben mich meine Beobachtungen im westlichen Graubünden geführt (l. c. p. 34). Die Resultate der sehr detaillirten Untersuchungen von Bonney gipfeln ebenfalls in dem Nachweis, dass die fossilführenden jurassischen Schichten einen ganz bestimmten lithologischen Habitus an sich tragen und von den krystallinischen Gesteinen ihrer Umgebung scharf geschieden werden können.

Wenn man nach dem Vorgange von Theobald Gesteine von der verschiedenartigsten Beschaffenheit zu einem Complex vereinigt und diesen mit einem gemeinsamen Namen belegt, dann hört ein solcher Name naturgemäss auf, eine bestimmte, klar definirte Schichtgruppe zu kennzeichnen. Der Begriff der »Bündner Schiefer« im Sinne Theobald's geht in Bezug auf seinen Umfang noch über den Begriff des »Alpenkalkes« in den mesozoischen Zonen der Ostalpen hinaus. Er umfasst nämlich nicht weniger als vier verschiedene Gesteinstypen: Kalkphyllite der krystallinischen Schieferreihe, Glanzschiefer, die jenen des Rhônethales vollständig gleichen und mit Dolomiten und Rauchwacken vergesellschaftet sind,[1]) Thonschiefer mit jurassischen Fossilien, und Flyschgesteine, analog jenen der Glarner Alpen. Die Gesteine der zweiten und dritten Art sind auf die Mittelzone zwischen dem Gotthard- und Adula-Massiv beschränkt.

Auch wenn man Bonney's Negation grösserer dynamometamorphischer Veränderungen innerhalb der mesozoischen Sedimente der Centralalpen für ungerechtfertigt erachten und insbesondere die Behauptung, dass die triassischen und jurassischen Schiefer in den Alpen selbst an den Stellen sehr starker Pression nur wenig verändert worden seien,[2]) zu weitgehend finden sollte,[3]) wird man die Thatsache

[1]) Schon T. G. Bonney (Quart. Journ. 1886, p. 74, 75) hat die Aehnlichkeit gewisser Abtheilungen der »Bündner Schiefer« (Melanite Schists) mit den »Schistes lustrés« des Rhônethales betont.

[2]) T. G. Bonney l. c. p. 108.

[3]) Vergl. F. Frech, »Ueber ein neues Liasvorkommen in den Stubaier Alpen«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1886, XXXVI. Bd., p. 355 ff.

Die hochkrystallinische Beschaffenheit mesozoischer Sedimente in den Stubaier Alpen erscheint durch die Untersuchungen von Pichler, E. v. Mojsisovics und vor

nicht bestreiten können, dass die fossilführenden Abtheilungen der »Bündner Schiefer« von den krystallinischen Kalkphylliten am Fusse des Kalkberges bei Splügen, der Schynschlucht oder Via Mala sich wesentlich unterscheiden. Es wäre ein schwerwiegender Irrthum, aus dem jurassischen Alter gewisser Thonschiefer und Kalke innerhalb des aus heterogenen Elementen bestehenden Complexes der »Bündner Schiefer« eine andere Schlussfolgerung ziehen zu wollen als jene, dass in der Schichtgruppe der »Bündner Schiefer«, so wie deren Begriff von Theobald gefasst wurde, neben vielen anderen auch jurassische Bildungen vertreten seien.

Es verdient noch besonders hervorgehoben zu werden, dass fossilführende jurassische Schichten innerhalb der sogenannten »Bündner Schiefer« stets nur im Gebiete der Zone des Briançonnais gefunden wurden. Ausserhalb dieser scharf abgegrenzten Region, im Streichen des Gotthard- oder des Adula-Massivs ist noch niemals in den Kalkphylliten der »Bündner Schiefer« ein jurassisches Fossil entdeckt worden. Dass es nicht angeht, die innerhalb einer bestimmten Zone gewonnenen Erfahrungen ohne weitere Prüfung auf das Gebiet einer anderen zu übertragen, bedarf wohl kaum einer näheren Erörterung.

Die Frage der »Bündner Schiefer« ist gegenwärtig insoweit geklärt, als der Nachweis der Vertretung sehr verschiedenartiger Bildungen in denselben erbracht erscheint. Die nächste Aufgabe wäre es,

---

Allem durch die Entdeckung fossilführender liassischer Knollenkalke an der Kesselspitze durch Frech ausser Zweifel gestellt. Andererseits sind jedoch gerade die Lagerungsverhältnisse in den Stubaier Alpen geeignet, vor der Ueberschätzung des Einflusses einer dynamischen Metamorphose zu warnen. Die mesozoischen Sedimente liegen hier zumeist flach oder nur unter geringem Neigungswinkel auf dem stark gefalteten, abradirten Grundgebirge. Selbst wenn man innerhalb der Kalkauflagerung die Existenz liegender Falten annehmen wollte — für die indessen keineswegs genügende Gründe sprechen — würde man die krystallinische Beschaffenheit der mesozoischen Bildungen nicht durch Pressung erklären können, da die schwebenden Schichtbänke derselben nur den Faltenschenkeln entsprechen könnten, also wohl einer Streckung, nicht aber einer Pressung ausgesetzt waren. Auch die Thatsache, dass die krystallinische Beschaffenheit der Sedimente mit der Annäherung gegen die nördliche Triaszone allmälig abnimmt, steht mit der Annahme einer späteren Umwandlung jener Ablagerungen auf dem Wege einer Dynamometamorphose nicht im Einklang.

die Trennung in verschiedene Schichtgruppen auch kartographisch durchzuführen. Der natürliche Weg zur Erkenntniss der geologischen Verhältnisse eines Terrains muss zunächst dahin gehen, gut trennbare Glieder auch wirklich auszuscheiden und nicht mit einander auf Grund der Vorstellung eines in seinem Wesen noch so räthselhaften dynamometamorphischen Vorganges zu vereinigen.

Auf meinen Excursionen im westlichen Graubünden habe ich die Zone des Briançonnais nur bis in das hintere Lungnetz verfolgt. Jenseits des Valser Rheins setzt dieselbe wahrscheinlich über den Kamm des Piz Riein (2752 m) fort, um in der Gegend von Reichenau ihr östliches Ende zu finden. Der Zug des Piz Mundaun gehört noch dem Gotthard-Massiv, jener des Piz Beverin (3000 m) bereits dem Adula-Massiv an, während die Kette des Stätzerhorns und der Faulhörner den Westrand der Flyschregion des Prättigau bildet. Innerhalb der drei erwähnten Grenzlinien muss daher die Zone des Briançonnais gegen das Rheinthal ausstreichen.

Der weitaus überwiegende Theil der Penninischen Alpen wird von der Centralmasse des Monte Rosa eingenommen, die sich in Bezug auf ihre Tektonik den bisher betrachteten grossen Centralmassen auf der Innenseite des westalpinen Bogens, jenen der Cottischen Alpen und des Gran Paradiso anschliesst.

An ihrem Aufbau sind ausschliesslich Gesteine der krystallinischen Schieferreihe betheiligt. Die beiden Zonen von Schistes lustrés, welche die Karte von Carez und Vasseur innerhalb derselben verzeichnet, und die auch Gerlach wenigstens zum Theil als triassische Bildungen ansprach, obwohl sie an keiner Stelle mit den wirklich triassischen Glanzschiefern der Ferret-Thäler in Berührung treten,[1]) gehören nach den Beobachtungen von Zaccagna und Mattirolo[2]) in Piemont, die ich durch meine eigenen in Wallis bestätigt fand, der Kalkphyllit-Gruppe an. Die auf der geologischen Karte der Schweiz (Blatt XXIII B) als Jura bezeichneten Kalkzüge in der Umgebung von Zermatt sind Einlagerungen innerhalb der Kalkphyllite. Sie tragen durchaus den

[1]) H. Gerlach, »Die Penninischen Alpen«, l. c. p. 69.

[2]) D. Zaccagna, l. c. p. 375.

Charakter sehr alter, paläozoischer Kalke, stehen ausser jedem Zusammenhang mit den jurassischen Kalken des Val Ferret oder der Waadtländer Hochalpen, mit welchen sie Renevier[1]) in Beziehung zu bringen versucht, und haben niemals irgendwelche Fossile geliefert.[2]) Sämmtliche Schichtgruppen innerhalb der eigentlichen Centralmasse des Monte Rosa sind zweifellos älter als die pflanzenführenden Anthracitbildungen des Piemont und Wallis, die allenthalben mit Discordanz an dieselben herantreten.

Der Gebirgsbau der Walliser Alpen, oder zum Mindesten des mittleren Abschnittes derselben stellt sich nach den Untersuchungen von Giordano,[3]) die ich in einer früheren Arbeit[4]) durch einige neue Argumente zu unterstützen versucht habe, in folgender Weise dar:

Ein grosses, wenig gestörtes Gewölbe bildet, wie schon die Brüder Schlagintweit[5]) erkannten, den Stock des Monte Rosa. Doch verläuft die Scheitellinie dieser SW.—NO. bis WSW.—ONO. streichenden Antiklinale nicht dem Gipfelgrat des Monte Rosa entlang, sondern etwas weiter im SO. Secundäre Aufwölbungen, in welchen jedoch die tiefsten Schichtglieder der krystallinischen Schieferreihe nicht mehr hervortreten, die vielmehr aus Glimmerschiefern mit untergeordneten Einschaltungen von Gneiss bestehen, treten am westlichen Rande gegen die Zone des Briançonnais in der Gruppe des Grand Combin und den Mischabelhörnern hervor. Die secundäre, randliche Aufwölbung im Grand Combin entspricht derjenigen der Vanoise und des Mont Pourri südlich von der Dora Baltea. Innerhalb dieser

---

[1]) E. Renevier, »Histoire géologique de nos Alpes Suisses«. Extrait des Arch. d. sciences de Genève 1887, p. 43.

[2]) In sehr scharfer Weise hat sich kürzlich auch T. G. Bonney (Quart. Journ. 1890, p. 212) gegen die Deutung jener Kalke als Jura ausgesprochen.

[3]) F. Giordano, »Sulla orografia e sulla geologica costituzione del Gran Cervino«, Torino 1869, und »Notice sur la constitution géologique du Mont Cervin«. Tiré des arch. d. sciences de la Bibl. universelle de Genève, Mars 1869.

[4]) »Zum Gebirgsbau der Centralmasse des Wallis«. Sitzungsb. d. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Classe, Bd. XCVIII, Jänner 1889.

[5]) A. u. H. Schlagintweit, »Neue Untersuchungen über die physikalische Geographie und Geologie der Alpen«. Leipzig 1854, p. 163.

Wölbungen liegt in der Form eines SW.—NO. streichenden Ellipsoids eine Mulde von Gesteinen der Kalkphyllit-Gruppe, überlagert von Arolla-Gneiss, der keinen Centralkern, sondern nur ein Glied jener Schieferhülle bildet. Eine »Centralmasse des Wallis« in dem Sinne, wie Desor und Studer dieselbe aufstellten und wie sie Gerlach später als »Centralmasse der Dent Blanche« beschrieb, existirt thatsächlich nicht. Als das einzige Aequivalent einer solchen, der Mittelzone der alpinen Centralmassive bei Desor angehörigen Centralmasse könnte die randliche Aufwölbung im Zuge des Grand Combin betrachtet werden, keineswegs jedoch das Verbreitungsgebiet der Arolla-Gneisse, deren Fächerstructur lediglich auf Cleavage zurückzuführen ist.[1]

[1]) M. Vacek hat in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichs-Anst. (1889, p. 137) hervorgehoben, dass die hier vertretene Auffassung zu den Beobachtungen H. de Saussure's über den Bau des Matterhorns im Widerspruch stehe, denen zufolge die Schiefergesteine an der Basis des Matterhorns nicht den Untergrund der gewaltigen Pyramide bilden, sondern der Hauptmasse der Arolla-Gneisse, aus welchen dieselbe besteht, nur anlagern, ein Verhältniss, das in den Alpen zwischen der Schieferhülle und den alten Gneissmassen eine grosse Rolle spiele und demnach auch hier sehr wohl obwalten könne. Abgesehen davon, dass Saussure das Matterhorn nur vom Theodul-Pass aus kennen gelernt, den Contact der Gneisse und Schiefer aber nicht in der Nähe beobachtet hat, sind diejenigen, die bis zu diesem Contact gelangten, wie Giordano und Gerlach, über die Unterlagerung der Arolla-Gneisse durch die Schiefer niemals im Zweifel gewesen. Dieses Einfallen der Kalkphyllite unter den Arolla-Gneiss kann man das ganze Nicolai-Thal entlang an der Basis des Gabelhorns, Rothhorns, Weisshorns und Brunegghorns constatiren. Es kann sich dabei nur um die Frage handeln, ob normale Auflagerung oder Ueberschiebung vorliegt. Die Thatsache einer Ueberlagerung der Kalkphyllite durch die Arolla-Gneisse, wird von einem Geologen, der das Gebiet von Zermatt aus eigener Anschauung kennt, nicht bestritten werden können.

Die Hypothese einer Anlagerung der Kalkphyllite an eine ältere Masse von Arolla-Gneiss würde übrigens zu den absonderlichsten Consequenzen führen. Zunächst würde sich zeigen, dass die Anlagerungsgrenze der Phyllite an die Gneisse mit einer merkwürdigen Genauigkeit dem Verlaufe der heutigen Thäler folgt, dass also diese schon in dem alten Relief des Landes vorgezeichnet waren. Es würde sich aber weiter ergeben, dass selbst die Kämme schon damals beiläufig ihre heutige Form hätten haben müssen, dass insbesondere das Matterhorn schon in der präcarbonischen Epoche nicht viel anders aussah als heute. Wie die Aufnahmen von Giordano und Gerlach beweisen, ist die Gneisspyramide des Matterhorns auf drei Seiten von den Phylliten umgeben und hängt nur an der Tête du Lion mit der Hauptmasse der Arolla-Gneisse zusammen. Wenn alle diese Phyllite nur angelagert sein sollen, dann muss schon damals das Matter-

Ein Profil durch die südöstliche Abdachung der Centralmasse des Monte Rosa hat B. Gastaldi gegeben.[1]) Es lässt dasselbe, zusammengehalten mit den Beobachtungen von Gerlach und meinen eigenen, auf wiederholten Excursionen in die südlichen Monte Rosa-Thäler gewonnenen Erfahrungen, einen verhältnissmässig einfachen Bau des Gebirges erkennen. Den Gneisskern des Monte Rosa umgürtet zunächst allseitig ein Mantel von Granatglimmerschiefern mit Einschaltungen von Glimmergneissen, die das Liegende der eigentlichen Kalkphyllit-Gruppe bilden. Der Gruppe der Granatglimmerschiefer und jüngeren Glimmergneisse gehören auch die schon erwähnten Aufwölbungen des Grand Combin und der Mischabelhörner an.

Die Zone der Granatglimmerschiefer und Kalkphyllite streicht aus dem Val Tournanche nördlich von Challant über Gressoney St. Jean nach Alagna im Val Sesia. Ein Profil Gerlach's vom Gipfelgrat des Monte Rosa zum Corno Bianco (3310 m) zeigt die regelmässige Ueberlagerung der S. fallenden Gneisse des Monte Rosa durch die Schieferhülle, auf die sich im Corno Bianco ein mächtiger Complex von jüngeren Gneissen legt. Diese Gneisse, der »Centralmasse der Sesia« bei Desor entsprechend, sind gleich den Arolla-Gneissen des mittleren Wallis jünger als die Fundamentalgneisse des Monte Rosa oder der Antigorio-Gneiss. Sie fallen der Gruppe der »jüngeren Gneisse« von Gastaldi zu, die in den Centralmassen des Gran Paradiso und der Cottischen Alpen nur eine untergeordnete Rolle spielen, in den Penninischen und Lepontinischen Alpen jedoch eine sehr bedeutende Verbreitung und Mächtigkeit gewinnen.

Diese Zone von jüngeren Gneissen erreicht ihre grösste Breite im Val Sesia zwischen Alagna und Scopello. Die Lagerung derselben ist eine muldenförmige. Entlang dem Nordrande herrscht von Brusson

---

horn eine auf drei Seiten isolirte Klippe gewesen sein, und da seine Neigungswinkel so ziemlich das Maximum der Steilheit eines Alpengipfels bezeichnen, so dürfte auch seine Gestalt von der heutigen nicht sehr verschieden gewesen sein. Dies ist nur eine jener unhaltbaren Schlussfolgerungen, zu denen man auf dem Wege der Annahme einer Anlagerung der Phyllite an den Arolla-Gneiss gelangen würde.

[1]) B. Gastaldi, »Studii geologici sulle Alpi occidentali«. Parte II, tav. II.

(Val Challant) bis Rima Südfallen und vollkommen regelmässige Auflagerung auf den Kalkphylliten, in der Mitte liegen die Schichten beinahe ganz flach und am Südrande unterhalb Mollia fallen sie nordwärts, um bei Scopello an der grossen Zone der Amphibolitgesteine von Ivrea abzuschneiden.

Oestlich von Carcoforo geht die bis dahin normale Auflagerungsgrenze der Schieferhülle auf den Gneisskern des Monte Rosa in eine Bruchlinie über. Die Schieferzone des Val Tournanche spitzt sich in einem schmalen, vorwiegend aus Hornblendegesteinen bestehenden Streifen zwischen die Synklinale der jüngeren Gneisse des Val Sesia und das Gewölbe des Monte Rosa ein. Man kann den ununterbrochenen Zusammenhang dieses Dioritzuges[1]) mit den Kalkphylliten des Colle d'Olen über Carcoforo, Rima und den Tagliaferro (2966 m verfolgen. Das Streichen des Dioritzuges ist im Mittel SSW.—NNO. gerichtet. Wo die Gneisse des Monte Rosa an den Dioritzug herantreten, wie am Colle d'Eigua und im Gebiete des Val Anzasca, stellen sich ihre Schichten mit einem Male sehr steil bis senkrecht auf und schiessen unter die Diorite ein. Diesen unvermittelten Uebergang von dem flachgelagerten zu dem senkrecht stehenden Gneiss im Val Sesia Piccola und Val Anzasca haben bereits vor vielen Jahren Horace de Saussure[2]) und B. Studer[3]) vollkommen zutreffend beschrieben.

Nördlich vom oberen Val Anzasca tauchen die Fundamentalgneisse des Monte Rosa-Massivs ebenfalls unter eine Schieferhülle hinab, deren Verlauf durch das obere Valle d'Antrona und Valle di Bognanco bezeichnet wird. Wahrscheinlich sind es nur mehr Gesteine der Granatglimmerschiefer-Gruppe und jüngere Gneisse, die zwischen Pallanzeno und Domo d'Ossola das Tocethal erreichen. Nördlich von Val Anzasca im Gebiete des Valle d'Antrona herrscht allgemeines Nordfallen der Schichten. Das steile Einfallen gegen den Dioritzug von Carcoforo hält auch dort an, wo der letztere das

---

[1]) Da Diorite nach Gerlach und Gastaldi den weitaus vorwiegenden Bestandtheil dieses Zuges bilden, lege ich demselben der Kürze halber die obige Bezeichnung bei.

[2]) H. de Saussure, »Voyages dans les Alpes«, § 2148 u. 2149.

[3]) B. Studer, »Geologie der Schweiz«, I. Th., p. 237.

Strombett der Anza unterhalb Ponte Grande kreuzt. Der Gegensatz zwischen den flach gelagerten Gneissen im oberen Val Anzasca, wo die Gneissstraten noch bei Pestarena sehr flach W. fallen, und der saigeren Schichtstellung in der Nähe des Dioritzuges ist eines der auffallendsten Momente in dem tektonischen Bilde der östlichen Abdachung des Monte Rosa-Massivs und ein Gegenstück zu dem von Studer, Rolle, Stapff u. A. beschriebenen Verhalten des Tessiner Massivs an seinem südlichen Rande gegen die Fortsetzung der Amphibolitzone von Ivrea.

Auch der südöstliche Rand des Dioritzuges von Carcoforo entspricht einer Bruchlinie. Die Synklinale der Sesia-Gneisse erscheint östlich von Rimasco in ihrer Breite von 15 Kilometer auf 2 Kilometer reducirt. Zugleich wird der nördliche Flügel der Synklinale abgeschnitten, und die NW. fallenden Gneissbänke stossen an dem Dioritzuge ab. Ein schmaler Saum von Granatglimmerschiefern begleitet als das normale Liegende der Sesia-Gneisse die letzteren vom Ausgange des Val Sesia Piccola bis Vogogna im Tocethal und jenseits des letzteren bis Finero, als Grenzstreifen gegen die Amphibolitzone von Ivrea.

Der Dioritzug von Carcoforo keilt östlich von Pallanzeno im Monte Menta (2201 m) aus. Er folgt nördlich von Val Anzasca dem Streichen der jüngeren Gneisse des Valle d'Antrona und der Sesia-Gneisse, die am Monte Menta verschmelzen. Innerhalb des Verbreitungsgebietes derselben im Süden des Val Vigezzo herrscht gleichmässiges NW.- bis N.-Fallen. Nördlich von Sta. Maria Maggiore bezeichnet eine Bruchlinie die Grenze der jüngeren Gneisse gegen die Granatglimmerschiefer der Cima del Zucchero, die in der Fortsetzung der Glimmerschieferzone des Valle di Bognanco liegen. Die sehr steil (bis 80°) nordwärts einschiessenden Gneissbänke erscheinen nach den Beobachtungen von Rolle[1]) entlang dieser Bruchlinie an den flach gegen Süden sich neigenden Glimmerschiefern abgeschnitten.

[1]) F. Rolle, »Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXIII. Lfg., Bern 1881, p. 53.

Die östliche Fortsetzung der Centralmasse des Monte Rosa ist in dem Profil des Simplon gelegentlich der geologischen Vorarbeiten für die Tracirung des projectirten Tunnels im Anschlusse an die älteren Aufnahmen von Gerlach, Lory, Heim, Renevier und Taramelli eingehend untersucht und beschrieben worden.[1]) Der Durchschnitt entlang der Simplon-Route kann gewissermaassen als das Normalprofil der Lepontinischen Alpen gelten. Alle Beobachter stimmen darin überein, dass die Lagerungsverhältnisse relativ einfach und wenig gestört seien. Lory und Heim sind der Ansicht, dass die krystallinischen Schiefer ein vollkommen regelmässiges Gewölbe bilden, während Renevier in dem Kamme Pizzo d'Aurona—Wasenhorn eine secundäre SO. gerichtete Ueberschiebung, Taramelli[2]) dagegen bei Crevola Störungen in demselben annehmen.

Die Schichtfolge der krystallinischen Bildungen ist hier genauer als an irgend einem zweiten Punkte im Gebiete der Penninischen und Lepontinischen Alpen festgestellt. Das jüngste Glied, das gegen die Glanzschiefer der Zone des Briançonnais mit Bruch abstösst, sind Kalkphyllite. Unter diesen stellen sich Hornblendeschiefer, Granatglimmerschiefer, geschichtete und sericitische Gneisse ein. Die letzteren bilden im Profil des Simplon nur einen schmalen Streifen, der den westlichen Ausläufer der mächtigen, lagerartigen Gneissmasse des Monte Leone (3565 m) darstellt und die Simplonstrasse bei Algaby kreuzt. Unter dem jüngeren Gneiss des Monte Leone folgen Granatglimmerschiefer mit Cippolin- und Marmoreinlagerungen (Gerlach's Devero-Schiefer) und sodann oberhalb Gondo die grosse, regelmässige Antiklinale der Antigorio-Gneisse, den Fundamentalgneissen Gastaldi's entsprechend. Bei Crevola gelangt man durch den Südschenkel des Gewölbes der Antigorio-Gneisse wieder in das Hangende derselben Gesteine, der Granatglimmerschiefer-Gruppe, die steil

---

[1]) »Étude géologique sur le nouveau projet de tunnel coudé traversant le massif du Simplon«. Expertise d'Août 1882 de MM. A. Heim, Ch. Lory, T. Taramelli et E. Renevier. Lausanne 1882.

[2]) T. Taramelli, »Osservazioni fatte nei monti circostanti al Passo del Sempione«. Boll. Soc. geol. Ital., I, 1882, p. 183—189.

(60—70 °) SO. fallen und ihrerseits wieder von jüngeren Gneissen überlagert werden.

Den innersten Kern der Antiklinale der Antigorio-Gneisse bilden Granatglimmerschiefer, die im Val Cherasca und im Thal des Toce oberhalb Crodo zu Tage treten. An der letzteren Stelle wird als Liegendes der Glimmerschiefer ein kleines, flaches Gewölbe von granitischem Glimmergneiss sichtbar.

Heim und Lory halten diesen Glimmerschiefer für das normale Liegende der Antigorio-Gneisse und somit für das tiefste Schichtglied der ganzen Centralmasse. Taramelli und Gerlach dagegen betrachten denselben als jünger. Nach Taramelli's[1]) Ansicht liegt bei Crodo eine stark zusammengepresste Synklinale vor, in deren Mitte der Crodo-Gneiss im Hangenden der Glimmerschiefer als Muldenkern sichtbar wird. Dieser Auffassung widersprechen die Lagerungsverhältnisse in der entschiedensten Weise. Denn der Antigorio-Gneiss überlagert ganz evident und allseitig die Glimmerschiefer von Crodo und im Cherascathale und in gleicher Weise der Glimmerschiefer die kleine Gneissmasse von Crodo, die sich nicht als der Kern einer Mulde, sondern eines Gewölbes zu erkennen gibt.

In Bezug auf die thatsächlich zu beobachtenden Lagerungsverhältnisse bei Crodo ist Gerlach's Profil (l. c. Prof. I.) durchaus zutreffend. Dass die Glimmerschiefer und der Gneiss von Crodo eine flache Antiklinale unter dem Antigorio-Gneiss bilden, wird von Gerlach (l. c. p. 99, 112, 127) ausdrücklich zugegeben, dagegen bringt derselbe jene Glimmerschiefer mit dem Schiefergebiet von Devero in Verbindung, indem er die ganze Masse der Antigorio-Gneisse im Westen des Tocethales als eine kolossale liegende Falte auffasst, die das Schiefergebiet von Crodo bis Goglio auf eine Erstreckung von 10 Kilometer überschob.

Dass der Antigorio-Gneiss vom Cherascathal ostwärts bis zum Val Antabbia die Schieferzone von Devero wirklich überschiebt, steht ausser Zweifel, allein nichts rechtfertigt die Annahme einer so weit-

[1]) T. Taramelli, »Note geologiche sul bacino idrografico del fiume Ticino«. Boll. Soc. geol. Ital., IV, 1885, p. 263.

gehenden Ueberschiebung. Allerdings sieht man bei Goglio die Marmorlager mit den Granatglimmerschiefern unter den Antigorio-Gneiss einfallen, dagegen ist es, wie Gerlach (l. c. p. 99) selbst constatirt, unmöglich, den supponirten Zusammenhang derselben mit den zuerst bei Il Passo im Thale des Devero hervortretenden Glimmerschiefern von Crodo und die Umdrehung der Schichten zu beobachten.

Nicht minder gewichtig spricht gegen eine solche Vereinigung der Glimmerschiefer von Devero und Crodo der Umstand, dass die Gesteine beider nur eine geringe Aehnlichkeit aufweisen. Auch Gerlach (l. c. p. 101) betont, dass »in dem tieferen Niveau von Crodo und Crevola die Gesteine ein weit krystallinischeres Gepräge tragen als in den höher gelegenen Linien von Devero, Cistella und Formazza«. Mit dieser Verschiedenheit des Gesteinscharakters in den beiden einander räumlich so nahe gelegenen Bildungen fällt aber der vornehmste Grund für eine Parallelisirung der letzteren und für die Annahme grossartiger Störungen, die zu der Regelmässigkeit des Gewölbebaues im Simplongebiete so wenig passen wollen.[1])

Gestützt auf diese Thatsachen wird man daher in Uebereinstimmung mit Lory und Heim die grosse Masse der Antigorio-Gneisse in den Thälern des Toce und der Doveria als ein der Centralmasse des Gran Paradiso analog gebautes, regelmässiges Gewölbe zu betrachten haben, dessen Kern die Schiefer von Crodo bilden. Die nächste Gesteinszone gegen Norden im Hangenden der Antigorio-Gneisse bilden die Granatglimmerschiefer von Devero. Sie liegen bei Algaby im Simplon-Profil normal über den Antigorio-Gneissen, desgleichen im Val Bavona. Zwischen diesen beiden Punkten aber ist die Grenze der Devero-Schiefer gegen die Antigorio-Gneisse eine Störungslinie, die einer Ueberschiebung der Gneisse über die Schiefer entspricht. Es wird sich später zeigen, dass diese Ueberschiebung, die fernerhin als Störungslinie von Goglio bezeichnet werden soll, in den Tessiner Alpen ihre Fortsetzung findet. Sie beginnt östlich vom Val Cherasca, zieht über Goglio und Pommat am Fusse des Elmi

[1]) A. Heim, »Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung«, II. Th., p. 140.

horns (2963 m) und dem Val Antabbia folgend nach Campo im Val Bavona.

Bei Goglio wird die Ueberschiebung durch eine nach Norden übergelegte Falte der Antigorio-Gneisse bewirkt. Die Granatglimmerschiefer, die bei Goglio den Gneiss unterteufen, legen sich im Monte Cistella (2877 m) auf den Gewölbeschenkel und tragen hier noch in ihrem Hangenden Denudationsreste der sericitischen Gneisse des Monte Leone. Gerlach hat die Lagerungsverhältnisse an dieser Stelle eingehend beschrieben und in durchaus zutreffender Weise gedeutet.

Noch weiter gegen Norden folgt die Zone der jüngeren Gneisse des Monte Leone, die im Hangenden der Devero-Schiefer liegen, wie die Sesia-Gneisse im Hangenden der Glimmerschiefer und Kalkphyllite des Val Challant und Val Gressoney. Diese Gneisse bilden einen SW.—NO. streichenden, fortlaufenden Zug vom Monte Leone (3565 m) über den Pizzo del Cervendone, das Ofenhorn (3270 m) und den Monte Basodino (3276 m) und finden mit W.—O.-Streichen ihre Fortsetzung in den Bergen, die das oberste Valle di Peccia und Val Maggia umstehen, bis an den Tessin. Das Fallen dieser lagerartigen Gneissmasse, die überall das normale Hangende der Devero-Schiefer bildet, ist gegen Norden gerichtet. Nur in der Lebendun-Schlucht zeigt sich nach Gerlach (l. c. p. 113) local steile, fast senkrechte Schichtstellung. Hier erscheinen die Lagerungsverhältnisse gestört, indem von hier ab gegen Osten ein zweiter Zug von Kalkphylliten sich im Hangenden der Gneisse einstellt und vom Nufelgiu Pass an den Nordrand gegen die Glanzschiefer der Zone des Briançonnais bildet.

Dass die Grenze der Gneissmasse des Monte Leone gegen die Zone des Briançonnais fast ihrer ganzen Erstreckung nach eine von Süden her überschobene Bruchlinie darstellt, ist bereits erwähnt worden. Schon die Profile Studer's[1]) zeigen die Gesteine der Glanzschieferzone im Kriegalpthal und Binnenthal in verticaler Schichtstellung an den flach gelagerten Gneissen des Helsenhorns und des Geisspfad Passes abstossend.

[1]) B. Studer, »Geologie der Schweiz«, I. Th., p. 223 ff.

Die hier entwickelte Darstellung des Gebirgsbaues der Lepontinischen Alpen weicht in zwei wesentlichen Punkten von der Auffassung Gerlach's ab, einmal in Bezug auf die Stellung der Crodo-Glimmerschiefer und dann in Bezug auf jene der Gneisse des Monte Rosa in der Reihenfolge der krystallinischen Schiefergesteine.

Gerlach und Taramelli parallelisiren die Gneisse des Monte Rosa mit den jüngeren Gneissen des Monte Leone. Ich möchte sie dagegen mit Gastaldi dem tieferen Gneisshorizont, den Fundamentalgneissen, zuzählen. Erstens sind die Gneisse des Monte Rosa niemals sericitisch, sondern ausgezeichnete Glimmergneisse von dem Charakter derjenigen des mittleren Tessin, die die directe Fortsetzung der Antigorio-Gneisse bilden, ferner liegen sie unter der grossen Masse der Sesia-Gneisse, die typische Sericitgneisse sind und stellenweise einen protogynartigen Charakter tragen. Diesen Sesia-Gneissen entsprechen, meiner Ansicht nach, auch die jüngeren Gneisse des Monte Leone. Sie sind theils geschichtete, schiefrige Glimmergneisse, theils sericitische Gneisse und werden von den Gneissen des Monte Rosa durch die Schieferzone des Valle di Bognanco getrennt, die ebenso wie die Gruppe der Mischabelhörner den Devero-Schiefern gleichzustellen sein dürfte. Allerdings ist das Verbreitungsgebiet der wirklichen Fundamentalgneisse im Stock des Monte Rosa ziemlich beschränkt. Es umfasst nur das oberste Val Anzasca. Die Berge des Valle d'Antrona scheinen bereits der Gruppe der Granatglimmerschiefer und der jüngeren Gneisse zuzufallen.

Ob die Arolla-Gneisse nur eine Facies der Sesia- und Leone-Gneisse darstellen oder ein höheres Niveau als diese einnehmen, beziehungsweise ob Sesia- und Leone-Gneisse einem und demselben Horizont angehören, wage ich nicht zu entscheiden. Um diese Frage zu beantworten, müsste zuerst die Gliederung der Schieferhülle für das ganze Gebiet der Penninischen und Lepontinischen Alpen einheitlich durchgeführt und vor Allem festgestellt werden, ob die Granatglimmerschiefer und Kalkphyllite wohl unterschiedene, gut trennbare Gruppen bilden, was in den Cottischen und Grajischen Alpen allerdings nicht der Fall zu sein scheint.

Jedenfalls wird man sich hüten müssen, die bei der Gliederung der krystallinischen Schiefer in den Alpen von Tirol und Steiermark gewonnenen Erfahrungen auf die Zone des Monte Rosa übertragen zu wollen. Die Zone des Monte Rosa ist bis in die jüngste Zeit als diejenige angesehen worden, die in den krystallinischen Zonen der Ostalpen eine Fortsetzung zu finden scheint.[1]) Diese Auffassung stellt sich, wie in dem nachfolgenden Abschnitt gezeigt werden soll, nunmehr als unbegründet heraus. Die Zone des Monte Rosa findet als ein tektonisches Glied der Westalpen in den Ostalpen keine Fortsetzung. Aber auch in Bezug auf die Stratigraphie der krystallinischen Schieferbildungen ergeben sich schon heute bemerkenswerthe Abweichungen gegenüber den Ostalpen. Gneisse und Glimmerschiefer bilden keinesfalls wie in den Norischen Alpen gut trennbare Glieder, sondern gehen vielfach durch Wechsellagerung in einander über. Selbst an der Basis der tiefsten Schichtgruppe, der Antigorio-Gneisse, liegt nochmals Glimmerschiefer. Auch die Einschaltung eines so mächtigen jüngeren Gneissniveaus, wie am Monte Leone, im Val Sesia oder in der Kette der Dent Blanche ist den österreichischen Centralalpen im Allgemeinen fremd. Die von Stache[2]) beschriebenen Wackengneisse im Vintschgau, die zwischen Schlanders und Schluderns in directer Verbindung mit Quarzphylliten stehen und von Stache selbst mit den Arolla-Gneissen des Wallis verglichen werden, sind in Westtirol die einzigen Repräsentanten dieses jüngeren Gneissniveaus, das östlich vom Brenner noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen wurde. Besonders auffallend aber ist das Fehlen der Quarzphyllitgruppe, die in den Tiroler Alpen eine so grosse Rolle spielt, innerhalb der Zone des Monte Rosa, wo bisher noch keinerlei Aequivalente dieser Schichtgruppe bekannt geworden sind. Alle diese Momente sind wohl ge-

---

[1]) Vergl. M. Neumayr, »Erdgeschichte«, I. Th., p. 325 u. II. Th., p. 667 u. 668, und E. Suess in F. Noë, »Erläuterungen zu der geologischen Uebersichtskarte der Alpen«. Wien, E. Hölzel, 1890, p. 8.

[2]) Stache und John, »Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen«, I. Th., Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1877, p. 169 u. 183 ff.

eignet, vor einer Parallelisirung der von Gerlach und Taramelli aufgestellten Schichtgruppen in den Lepontinischen Alpen mit solchen in den österreichischen Alpen und vor weiteren, auf eine solche Parallelisirung gegründeten Schlussfolgerungen zu warnen.

Wollte man mit Gerlach die Antigorio-Gneisse als tiefstes Glied, die Devero-Schiefer als das nächst höhere und die Gneisse des Monte Rosa und Monte Leone als eine noch höhere Gruppe von jüngeren Gneissen auffassen, so müsste man alle Glimmerschiefer und Kalkphyllite der Penninischen Alpen, also jene des Zermatter Thales, der Mischabel-Gruppe, der südlichen Monte Rosa-Thäler und des Valle di Bognanco als eine zweite Phyllitetage, die jünger wäre als die Devero-Schiefer, von den letzteren abtrennen. Die Stelle einer noch höheren, dritten Gneissetage würden dann die Arolla-Gneisse und Sesia-Gneisse einnehmen, und wo über diesen noch Phyllite liegen, wie in Valpellina, wären diese als eine dritte Phyllitetage anzusehen.

Für die Gliederung der krystallinischen Schiefergesteine kann dementsprechend sowohl das eine wie das andere der nachfolgenden Schemata Geltung besitzen.

I.

Penninische Alpen.	Lepontinische Alpen.
1. Obere Phyllit-Gruppe (Valpellina).	1. Obere Phyllit-Gruppe (Phyllite des Vespero im Hangenden der Gneisse des Basodino).
2. Arolla-Gneiss, Sesia-Gneiss.	2. Leone-Gneiss, Sesia-Gneiss.
3. Untere Phyllit-Gruppe (Mischabelhörner, Valle di Bognanco, südliche Monte Rosa-Thäler).	3. Untere Phyllit-Gruppe (Devero-Schiefer).
4. Monte Rosa-Gneiss.	4. Antigorio-Gneiss und Crodo-Schiefer.

II.

1. Obere Phyllit-Gruppe (Valpellina).	
2. Arolla-Gneiss, Sesia-Gneiss.	2. Sesia-Gneiss.
3. Mittlere Phyllit-Gruppe (Mischabelhörner, Valle di Bognanco, südliche Monte Rosa-Thäler).	3. Mittlere Phyllit-Gruppe (Phyllite des Vespero).
4. Monte Rosa-Gneiss.	4. Gneiss des Monte Leone.
	5. Untere Phyllit-Gruppe (Devero-Schiefer).
	6. Antigorio-Gneiss und Schiefer von Crodo.

Ich habe oben auseinandergesetzt, dass ich die Reihenfolge nach dem ersten Schema für wahrscheinlicher halte, weil mir die Gneisse im Kern des Monte Rosa-Stockes von den jüngeren Gneissen des Monte Leone verschieden und mit dem Tessiner Gneiss identisch zu sein scheinen, der auch nach Gerlach und Taramelli ein Aequivalent der Antigorio-Gneisse darstellt. Indessen möchte ich die Möglichkeit, dass die Gliederung nach dem zweiten Schema der Wahrheit näher kommt, nicht in Abrede stellen. Was ich bei der eingehenden Discussion dieser Frage zu zeigen beabsichtigte, ist vielmehr die Thatsache, dass, je nachdem man sich für die eine oder andere Gliederung entscheidet, die Auffassung der Tektonik dadurch nur insoferne beeinflusst wird, als die relative Intensität der Hebung innerhalb der einzelnen Wellen einen verschiedenen Werth erhält.

Die Auffassung jenes Alpenstückes als einer aus mehreren grossen Gewölben aufgebauten Gebirgsmasse bleibt in beiden Fällen bestehen. Bei einer Annahme der Gliederung der krystallinischen Gesteine nach dem ersten Schema, die ich vertreten zu sollen glaube, ergeben sich zwei stärker gehobene Wellen, das Gewölbe des Monte Rosa und jenes der Antigorio-Gneisse im Simplon-Profil, und zwei secundäre Wellen, in welchen die Intensität der Hebung geringer war, die randliche Aufwölbung im Grand Combin und das Glimmerschiefergewölbe der Mischabelhörner. Einer Gliederung nach dem zweiten Schema zufolge würde das Gewölbe der Antigorio-Gneisse die weitaus am stärksten gehobene Welle darstellen, die tiefere Schichtglieder als irgend eine der drei übrigen Aufwölbungen zu Tage bringt und der gegenüber die letzteren nur die Rolle secundärer Wellen spielen. Als Grundzug der Structur aber erscheint stets ein im grossen Ganzen wenig gestörter Gewölbebau, wie er auch den südwestlicher gelegenen Centralmassen der Zone des Monte Rosa eigenthümlich ist.

Der südliche Schenkel der grossen Antiklinale der Antigorio-Gneisse von den Thälern der Doveria (Val di Vedro) und des Toce bis in das Gebiet des Val Onsernone ist sehr einfach und regelmässig gebaut. »Von Zwischenbergen bis Bosco unterteuft der Antigorio-Gneiss überall mit stärkerem oder schwächerem Fallen nach

S. oder SO. die Glimmerschiefer (Aequivalente der Devero-Schiefer) und körnigen Kalke und diese wiederum bis zu ihrer Auskeilung am Wandfluhhorn die oberen schieferigen Gneisse.«[1])

Die Schieferzone zwischen den Antigorio-Gneissen und dem jüngeren Gneiss schrumpft in dem das Tocethal auf der Ostseite begleitenden Zuge des Pizzo Pioda (2660 m) stark zusammen und keilt endlich nach Gerlach's Beobachtungen am Wandfluhhorn (2863 m) bei Bosco vollständig aus. Von Bosco bis ins Val Onsernone neigen sich die Schichten der hangenden jüngeren Gneisse sehr flach gegen SO. und O. und legen sich endlich fast horizontal. Unter denselben taucht bei Comologno im Val Onsernone mit flachem NW.-Fallen der flaserige Antigorio-Gneiss wieder auf und tritt über Vergeletto und Bignasco mit der Hauptmasse der Antigorio-Gneisse im Val Bavona in Verbindung. Das ganze Gneissgebirge des Tessiner Massivs östlich von Val Maggia bis an den Tessin und bis Fusio und zum Passo di Campolungo im Norden fällt nunmehr dieser Schichtgruppe zu.

Der mittlere Theil der grossen Gneissmasse des Tessin, deren westliche Fortsetzung die Antiklinale der Antigorio-Gneisse im Simplon-Profil darstellt, zeichnet sich, wie schon Studer hervorhob, durch die flache Lagerung der Schichten auf eine Erstreckung von 20 bis 25 Kilometer in der Breite (quer auf das W.—O. gerichtete Hauptstreichen des Massivs gemessen) aus. Diese schwebenden Schichten werden am nördlichen und südlichen Rande des Massivs von Störungen betroffen und es folgt von da ab nach auswärts die gleichfalls schon von H. de Saussure[2]) und Studer (l. c. I, p. 229) beschriebene Umsetzung in steile Schichtstellung. Dieser Gegensatz steiler Stellung im Quellgebiete und am unteren Ausgange der Thäler, sanft geneigter oder horizontaler Lage im mittleren Theile derselben wiederholt sich während der ganzen Erstreckung der Tessiner Alpen. Erst jenseits der Linie Olivone—Claro (östlich von Val Blegno und dem Tessin unterhalb Biasca) treten andere Verhältnisse ein.

---

[1]) Gerlach, »Die Penninischen Alpen«, l. c. p. 128.

[2]) H. de Saussure, »Voyages dans les Alpes«, vol. VI, chap. X, § 1781—1792.

Um den Bau des Gebirges zwischen jener Linie und dem Val Maggia zu verstehen, muss man sich vor Augen halten, dass die im grossen Ganzen flach gelagerte Hauptmasse der Tessiner Gneisse wohl im Allgemeinen als ein flaches, weitgespanntes Gewölbe sich darstellt, das aber selbst wieder, insbesondere in seinem nördlichen Theile, mehrere secundäre Wellen bildet, deren Streichen keineswegs immer mit dem W.—O. gerichteten Hauptstreichen des Massivs übereinstimmt. Dass die bei den vielfachen Undulationen der flachliegenden Schichten an einzelnen Punkten in den Thälern abgelesenen, sehr wechselnden Streichrichtungen nicht für die Bestimmung der Streichrichtung des Massivs im Grossen maassgebend sein können, bedarf wohl keiner näheren Erörterung.

Eine jener bemerkenswertheren Aufwölbungen des Tessiner Gneisses lernten wir bereits bei Comologno kennen; eine zweite streicht von Val Bavona über Val Maggia gegen Sonogno im Val Verzasca, eine dritte fällt mit dem dem Tessin zugekehrten Abhange des Monte di Sobrio (zwischen Val Leventina und Val Blegno) zusammen. Das Gebiet zwischen den beiden letzteren Wölbungen, welches beiläufig das Dreieck Prato—Peccia—Giornico umfasst, entspricht einer breiten Mulde, deren Mediane WNW.—OSO. gerichtet ist und als deren Centrum der Piz Campo Tenccia (3075 m) angesehen werden kann.

Während der nordöstliche Schenkel dieser Mulde die normale Aufeinanderfolge der Schichten zeigt, ist der südwestliche gegen Norden, beziehungsweise NNO. überschoben. Die Lagerungsverhältnisse in dem normal gebauten Muldenschenkel hat F. Stapff[1]) ausführlich beschrieben. Das Grundgebirge, der Tessiner Gneiss (Antigorio-Gneiss), reicht im Tessinthal bis zur Polmengo-Brücke oberhalb Faido und liegt beinahe flach oder fällt mit sehr geringer Neigung gegen SW. Darüber folgen Glimmergneisse von glimmerschieferartigem Aussehen und der jüngere Gneiss des Monte Piottino in einer

[1]) F. Stapff, »Wie am Monte Piottino die Parallelstructur des Gneisses in Schichtung übergeht«. Neues Jahrb. f. Min., 1882, I. Bd., p. 75—101.

Mächtigkeit von 300 bis 400 m, hierauf, stets concordant, Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, Kalkglimmerschiefer und Dolomite und körnige Kalke, begleitet von granatführenden Kalkphylliten. Diese ganze Schichtfolge neigt sich nach WSW. oder SW., indem gleichzeitig die Schichten sich immer steiler aufrichten, derart, dass die Neigung derselben in der durch ihre mächtigen dolomitischen Einlagerungen ausgezeichneten Gruppe von Kalkphylliten, deren nordöstliche Grenze von Gribbio über Cornone und Prato nach Fiesso verläuft, bereits auf 40 bis 50° ansteigt.

Ueber diese Kalkphyllite sind im Val Piumongia, bei der Alpe Cadonigo und am Passo di Campolungo die Glimmerschiefer und Glimmergneisse des Campo Tenccia, die im nordöstlichen Flügel jener Mulde das normale Liegende der jüngeren Kalkphyllite bilden, nach Nordèn, beziehungsweise NNO. überschoben.

Die Störung am Passo di Campolungo (2324 m) ist bereits von Studer (l. c. I, p. 406) und Rolle als eine Ueberschiebung gedeutet worden, doch hat der letztere die den granatführenden Kalkphylliten eingeschalteten Dolomite und Kalke als Aequivalente der Trias oder gar des Unteren Lias angesprochen.[1]) Auf Grund persönlicher Inaugenscheinnahme jener Bildungen in der Umgebung des Passo di Campolungo und auf dem Sattel vom Lago di Tremorgio nach der Alpe Cadonigo kann ich dieser Auffassung nicht beipflichten. Die fraglichen Kalke sind zum Theil marmorisirt und tragen keineswegs den Habitus der Dolomite des Val Piora. Sie liegen zwischen hochkrystallinischen, granatreichen Kalkphylliten eingebettet, während von Bildungen, die man den möglicherweise triassischen Glanzschiefern gleichstellen könnte, hier jede Andeutung fehlt. Man wird daher wohl in Uebereinstimmung mit Bonney den ganzen Zug von Kalkglimmerschiefern am südlichen Rande des Val Bedretto, der über Nante und Stalvedro durch das obere Val Leventina gegen SSO. bis Gribbio streicht, als ein Glied der krystallinischen Schieferreihe zu betrachten haben.

[1]) F. Rolle, »Das südwestliche Graubünden und nördöstliche Tessin«. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXIII. Lfg., Bern 1881, p. 19.

Die Störung von Campolungo fällt in die directe Fortsetzung der Ueberschiebung von Goglio. Der Zone der Devero-Schiefer, die den Beobachtungen von Gerlach zufolge aus dem Val Bavona mit normaler Auflagerung über den Tessiner Gneiss, der sie noch im Val Antabbia überschiebt, über den Castello (2808 m) in das Valle di Peccia zieht, entsprechen auf der Ostseite des Val Maggia die Glimmerschiefer und Glimmergneisse des Piz Campo Tenccia, die gleich den Devero-Schiefern das unmittelbare Hangende der älteren Gneisse darstellen. Im Val Lavizzara sieht man von Fusio bis Sornico die älteren Gneisse den Glimmerschiefer unterteufen, und da das Val Lavizzara gerade den westlichen Rand der grossen Schiefermulde des Campo Tenccia bezeichnet, so erklärt sich aus diesem Umstand das scheinbar abnorme N.—S.-Streichen der Gneissstraten entlang dieser Thalstrecke.

Das Gebiet im Norden der Linie Passo di Campolungo—Val Antabbia bis zum Val Bedretto ist sehr wenig bekannt und liegen neuere Beobachtungen über dasselbe fast gar nicht vor. Es scheint der südliche Theil bis zum Campo la Torba vorwiegend aus Glimmerschiefern und jüngeren Gneissen, der Abhang gegen Val Leventina und die äusserste nach dem Val Bedretto zu vorgeschobene Kette des Poncione di Vespero (2714 m) dagegen aus Gesteinen der Kalkphyllit-Gruppe zu bestehen. Ohne Zweifel sind hier bedeutende Störungen im Bau des Gebirges vorhanden. Die Grenze der Gneisse gegen die Kalkphyllite im Campo la Torba, wo die Schichten fast vertical aufgerichtet sind, wird von Gerlach und Taramelli übereinstimmend als eine Bruchlinie angesehen. Ein sehr steiles nördliches Einfallen der Kalkphyllite hält auch am Südrande des Val Bedretto an. Bei Airolo und Stalvedro fallen nach Stapff die Kalkphyllite noch normal nach Norden von den älteren Glimmerschiefern in dem Grenzkamme gegen das Val di Sambucco ab. Bald aber dreht sich das normale (sehr steile) Nordfallen in ein südwestliches, so dass auch entlang dem südlichen Gehänge des Val Leventina eine Bruchlinie verläuft.

Eine grosse Verwerfung folgt dem Laufe des Tessin selbst von Stalvedro flussabwärts bis Dazio Grande und setzt nördlich des Monte

Piottino durch das Vallone Rosso und die Auskesselung von Freggio bis zur Polmengo-Brücke oberhalb Faido fort.

An dieser von Stapff eingehend beschriebenen Verwerfung schneiden die SW. fallenden Kalkphyllite der Leventina gegen die N. fallenden Glimmerschiefer und jüngeren Glimmergneisse der W.—O. streichenden Kette des Pizzo Lucomagno (2778 m) und Pizzo Campello (2663 m) ab. Diese Kette entwickelt sich östlich von Faido zu einem langgestreckten Gewölbe, dessen Schichtmantel an dem östlichen Ende gegen das Val Blegno sich neigt, derart, dass, der Regelmässigkeit des Gewölbebaues entsprechend, auf der Nordseite gegen die Lukmanierstrasse nördliches, auf der Südseite im Pizzo di Molare (2583 m) südliches und auf der Ostseite gegen Val Blegno östliches Einfallen herrscht. Es verdient als ein für die Beziehungen des Tessiner Massivs zu jenem der Adula bemerkenswerthes Moment hervorgehoben zu werden, dass die hier im Streichen des Gotthard-Massivs und der Zone des Briançonnais verlaufende Antiklinale des Pizzo Lucomagno im Val Blegno nicht abgebrochen wird, sondern mit einem allseitigen, regelmässigen Hinabtauchen der Schichten, gewissermaassen im Angesichte des Adula-Massivs endet.

Dem regelmässigen, antiklinalen Bau dieses Gebirgsstückes entsprechend, treten an dem äusseren Rande des Schichtmantels, bei Aquila, Torre, Ponte Valentino und Matengo auch noch Gesteine der jüngeren Kalkphyllit-Gruppe im Hangenden der Glimmerschiefer auf. Da auch der Schichtmantel der durch das rechtsseitige Gehänge des Tessin von Faido abwärts in NW.—SO. oder WNW.—OSO. verlaufenden Wölbung gegen NO. abdacht, so geschieht es, dass zwischen den beiden aus älteren Gesteinen aufgebauten Gewölben ein von den jüngeren Kalkphylliten mit Einlagerungen von Dolomiten und krystallinischen Kalken erfülltes Gebiet sich ausbreitet, das beiläufig die Form eines Dreiecks besitzt, dessen Ecken durch die Punkte Torre, Dongio und Passo di Nara (2129 m) bezeichnet werden. Diese Kalkphyllite sind die Aequivalente derjenigen von Gribbio, Prato und am Passo di Campolungo auf der linken Seite des Val Leventina. Sie setzen auch auf dem westlichen Abhang des Passo di Nara in

der kleinen Scholle von Matengo fort. Nach Rolle liegen diese Kalkphyllite mit ihren Einschaltungen von Kalken und Dolomiten überall normal im Hangenden der älteren Bildungen. Den Beobachtungen von Studer (l. c. I. Th., p. 406) zufolge ist diese ungestörte Lagerung nur auf die Thalgehänge beschränkt, während auf dem Kamme des Gebirges im Nara Pass der Dolomit mit starkem SW.-Fallen unter die älteren Glimmer- und Hornblendeschiefer des Monte di Sobrio einzuschiessen scheint. Es würde dies auf eine nordwärts gerichtete Ueberschiebung des Tessiner Massivs am Nara Pass, gewissermaassen auf ein Wiederaufleben der Störung von Goglio, die sich bereits durch ihre Unterbrechung im Val Bavona als eine intermittirende Ueberschiebungslinie zu erkennen gab, hinweisen.

Die grosse Hauptmasse des Tessiner Massivs ist, wie bereits erwähnt, durch flache Lagerung mit vielfachem Wechsel des Streichens und Fallens der Schichten ausgezeichnet. Der Einfluss der Glimmerschiefermulde des Piz Campo Tenccia, der secundären Aufwölbungen am linken Tessinufer zwischen Faido und Giornico, im Val Bavona und bei Comologno, verschwindet in dem centralen Theile des Massivs vollständig. Schon auf dem Uebergange von Giornico durch Val Cramosina nach Sonogno erwähnt J. C. Escher von der Linth[1]) als charakteristisch für die östliche Abdachung des Gebirges das allgemein vorherrschende, flache NW.-Fallen, während auf der Kammhöhe selbst und im oberen Val Verzasca bis gegen Brione abwärts fast horizontale Lagerung sich bemerkbar macht. Erst zwischen Brione und Lavertezzo tritt eine Aenderung in diesen Verhältnissen ein. Hier erfolgt der Uebergang der flach liegenden Gneissstraten zu steiler Schichtstellung entlang der zuerst von Studer erwähnten Linie Crana—Maggia—Lavertezzo, die über Val Verzasca ostwärts durch die Schlucht des Molenobaches bis zum Tessin verfolgt werden kann.[2])

[1]) »Beiträge zur Gebirgskunde der Schweiz aus den hinterlassenen Manuscripten J. C. Escher's von der Linth; mitgetheilt von seinem Sohne.« Mittheilungen aus dem Gebiete der theoretischen Erdkunde von Fröbel und Heer, Separatabdr.

[2]) F. Stapff, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1884, p. 191 ff.

Die Bedeutung dieser Linie für die Structur der Zone des Monte Rosa soll in dem folgenden Abschnitte eingehender gewürdigt werden. Zunächst tritt die Frage der Beziehungen des Tessiner Massivs zu demjenigen der Adula in den Vordergrund.

Das meridionale, quer auf die normale Streichrichtung in den Schweizer Alpen verlaufende Streichen des Adula-Systems ist stets als eine der auffallendsten Erscheinungen im Bau des Alpengebirges bezeichnet worden.[1]) Die Linie Olivone—Claro fällt mit einer sehr bemerkenswerthen Störung des letzteren zusammen. Die Hauptmasse der Tessiner Gneisse tritt mit W.—O., die Wölbung des Monte di Sobrio mit NW.—SO., die Antiklinale des Pizzo Lucomagno wieder mit W.—O. Streichrichtung an jene Linie heran. Im Osten derselben herrschen, wie schon Studer (l. c. I. Th., p. 229, 234 und 244) hervorhebt, vollständig abweichende Lagerungsverhältnisse. Eine N.—S. streichende Kette stellt sich den eben genannten Gebirgswellen quer gegenüber und bildet die westlichste Staffel einer Reihe weiterer meridional verlaufender Faltenzüge, die das ganze System der Berge des nordöstlichen Tessin und südwestlichen Graubünden bis zum Bergell und Oberhalbstein umfassen. Das Adula-Massiv ist so wenig die tektonische Fortsetzung des Tessiner Massivs, als etwa der Rhätikon jene der Glarner Alpen. Die Auffassung des Adula-Massivs als einer selbstständigen Centralmasse durch Desor (l. c. p. 26) und Studer (l. c. I. Th., p. 110) erscheint daher als gerechtfertigt, während Rolle bei der Vereinigung desselben mit dem Tessiner Massiv nur von dem äusserlichen Gesichtspunkte der Gleichartigkeit des Gesteinsmaterials sich leiten liess.

Dagegen hat Rolle die tektonische Bedeutung des Val Blegno als einer quer auf das Streichen der Tessiner Alpen verlaufenden Ueberschiebungslinie zutreffend charakterisirt. Seine Profile (l. c. Taf. II, Fig. 5 u. Taf. III, Fig. 7) lassen deutlich erkennen, dass die äusserste Kette des Adula-Massivs nach Westen über den gegen das

[1]) E. Desor, »Der Gebirgsbau der Alpen«, p. 27 u. 80; B. Studer, »Geologie der Schweiz«, I. Th., p. 244; E. v. Mojsisovics, »Die Dolomitriffe etc.«, p. 529; A. Böhm, »Eintheilung der Ostalpen«, p. 340 ff.

Val Blegno hinabtauchenden Schichtmantel der Antiklinale des Pizzo Lucomagno und der Wölbung des Monte di Sobrio überschoben wurde. Wenn man von der Annahme einer muldenförmigen Lagerung der Kalkphyllite im Val Blegno absieht, deren hypothetischen Charakter Rolle (l. c. p. 45) selbst zugibt, so bleibt als sicher erwiesen die Thatsache der Ueberschiebung jener Kalkphyllite durch den Gneiss des Monte Simano (2583 m) bestehen.

Während zwischen Olivone und Biasca die Antiklinale des Pizzo Lucomagno und die Wölbung des Monte di Sobrio allmälig gegen Osten auslaufen und an ihrem Rande im Val Blegno durch das Adula-Massiv überschoben werden, markirt das Tessinthal zwischen Biasca und Claro eine Bruchlinie, an der das Tessiner Massiv gegen jenes der Adula abschneidet.

Wer das Tessinthal auf dieser Strecke durchwandert, wird freilich nur wenig Anzeichen dieser grossen Störung gewahr. Er sieht zu beiden Seiten die Gneissbänke, von localen Faltungen wie bei Cresciano oder Osogna abgesehen, sich flach hinziehen, als würden dieselben aus dem Tessiner Massiv mit gleicher Streichrichtung in die Masse der Adula fortsetzen. Diese Täuschung entsteht jedoch lediglich dadurch, dass man die Schichten der linken Thalseite in ihrem Streichen verfolgt. Sowie man das Gehänge gegen den Pizzo di Claro (2719 m) oder Pizzo di Termine (2948 m) ersteigt, kann man sich überzeugen, dass die Gneissstraten gegen O. oder ONO., z. Th. sogar mit grosser Steilheit einfallen, kurz, dass in dem ganzen Zuge vom Rheinwaldhorn bis zum Pizzo di Claro gleichförmig meridionales Streichen obwaltet, eine tektonische Verbindung mit der W.—O. streichenden Hauptmasse der Tessiner Alpen mithin nicht besteht, die Streichrichtungen beider Massive sich vielmehr unter einem nahezu rechten Winkel kreuzen.

Dass zwischen dem Zuge des Simano und dem Stock des Rheinwaldhorns (3398 m) im obersten Val Malvaglia eine N.—S. verlaufende Bruchlinie hindurchgeht, die abermals mit Ueberschiebung des östlichen Flügels verbunden ist, hält Rolle (l. c. p. 46) für wahrscheinlich. Auch das Val Calanca dürfte möglicherweise mit einer meri-

IV. Abschnitt.

Der Anschluss der Zone des Monte Rosa an die Ostalpen.

Die lombardische Tiefebene ein Senkungsfeld. — Amphibolitzug von Ivrea. — Beziehungen desselben zu den Zonen des Monte Rosa und Veltlin und zum Adula-System. — Brüche am Südrande der Zone des Monte Rosa. — Die Grenze zwischen Ost- und Westalpen von Ivrea bis zum Tessin eine Grabenversenkung. — Südliche Kalkzone der Ostalpen. — Zone des Veltlin. — Region südwärts gerichteter Ueberschiebungen. — Zone der Bernina. — Zone der Silvretta. — Beziehungen derselben zum Adula-System. — Structur des Rhätikon. — Senkungsfeld des Prättigau. — Arosa-Gruppe und Adula-System ein Glied der nördlichen Triaszone der Ostalpen. — Ostgrenze der Jura- und Kreidebildungen in helvetischer Entwicklung.

Die concave Innenseite des westalpinen Gebirgsbogens ist schon von B. Studer (l. c., I. Th., p. 57) als der Bruchrand des piemontesischen Senkungsfeldes erkannt worden, dessen Verlauf mit dem Streichen des Gebirges keineswegs übereinstimmt, sondern das letztere, wie B. Gastaldi zuerst hervorhob, unter einem spitzen Winkel schneidet.

Man gelangt in Folge dieses Umstandes, wenn man den Innenrand[1]) der Alpen von dem Austritte der Dora Riparia in die Po-Ebene zum Lago Maggiore verfolgt, durch eine Reihe verschiedenartiger, sich keilförmig zuspitzender Gesteinszonen bis in das Gebiet der sogenannten südlichen Kalkzone der Ostalpen. Von der Dora Riparia bis zur Stura di Lanzo treten ausschliesslich die krystallinischen Bildungen der Centralmasse des Gran Paradiso an die Po-

[1]) Ich gebrauche die Bezeichnungen Aussen- und Innenrand des westalpinen Bogens lediglich im geometrischen Sinne und ohne vorläufig mit diesen Ausdrücken eine genetische Verschiedenheit der concaven und convexen Seite des Gebirges hervorheben zu wollen.

Ebene heran, dann folgt ein schmaler, vielfach unterbrochener Saum von Thonschiefern, grauen Kalken, Sandsteinen und Grauwacken, manchmal in Verbindung mit massigen Graniten und oft discordant gegen die jüngeren krystallinischen Gesteine der Schieferhülle des Paradiso-Massivs abstossend. Dieser Saum von fossilleeren Ablagerungen, die von Baretti[1]) für paläozoisch gehalten werden, reicht nur vom Mallone bis gegen Ivrea und endet daselbst an einem SW.—NO. streichenden Zuge von Hornblendegesteinen, dessen Bedeutung für die Structur des südlichen Alpenrandes bereits im Jahre 1850 von Studer[2]) betont, jedoch weder von ihm, noch von seinen Nachfolgern ihrem vollen Maasse nach gewürdigt wurde.

Diese Zone von Hornblendegesteinen, die zwischen Lessolo und Andorno gegen die Po-Ebene abbricht, soll fernerhin als »Amphibolitzug von Ivrea« bezeichnet werden.

Hierauf folgt wieder eine Zone von krystallinischen Gesteinen, dem Massiv der Vier Seen oder des Seegebirges bei Desor, Studer und Rolle entsprechend, durch das Auftreten jüngerer Granitmassen, wie zwischen Borgosesia und dem Lago d'Orta, im Monte Motterone und Monte Orfano charakterisirt, und endlich der Gürtel der mesozoischen Bildungen, der, von einer mächtigen Porphyrdecke unterlagert, zwischen dem Val Sesia und Arona am Lago Maggiore seinen Anfang nimmt.[3])

[1]) M. Baretti, »Studii geologici sul Gruppo del Gran Paradiso«. Torino 1877, p. 75—84.

[2]) Neues Jahrb. f. Min., 1850, p. 826.

[3]) F. Sacco (»La Géo-tectonique de la haute Italie occidentale«. Mém. Soc. Belge de Géologie, Bruxelles 1890, t. IV, p. 1—28) hat in neuester Zeit die Auffassung der piemontesischen Ebene als Senkungsfeld bestritten und dieselbe als eine zwischen den Falten des Apennin und der Alpen eingeschlossene Synklinale zu deuten versucht. Um die Unhaltbarkeit dieser Annahme darzuthun, genüge es darauf hinzuweisen, dass der Rand der piemontesischen Ebene nicht dem Streichen der Alpen folgt, sondern die einzelnen Faltenzüge derselben diagonal abschneidet, dass keine einheitliche, archaische Faltungszone vom Monviso über Monte Rosa und Tessin zur Bernina und dem Adamello zieht, wie Sacco meint, und dass endlich die schwachen tertiären Auffaltungen der Hügelketten zwischen Turin und Casale sich ohne Schwierigkeit in den Rahmen der apenninischen Faltungen einfügen lassen.

Ueber die tektonische Zugehörigkeit der letzteren Bildungen zu der südlichen Kalkzone der Ostalpen herrscht kein Zweifel. Aber auch das nördlich der Tiefenfurche Luino-Menaggio gelegene krystallinische Gebirge stellt sich als die nur durch das nördliche Ende des Comer Sees getrennte Fortsetzung der krystallinischen Zone des Veltlin dar, die das südwestlichste Glied der sogenannten Centralzone der Ostalpen bildet. Mit Recht hat daher E. v. Mojsisovics[1]) die Grenze zwischen den West- und Ostalpen über die Bernhardin-Furche zum Lago Maggiore gezogen, um bei seiner Eintheilung die Gruppe des Camoghe und Monte Ceneri nicht aus ihrem natürlichen Zusammenhange mit den Ostalpen zu reissen. Ist doch der letztere in Bezug auf den Bau des Gebirges ein so inniger, dass Desor (l. c. p. 28) das ganze krystallinische Gebiet im Süden der Centralmassen des Tessin, der Adula, Suretta und Bernina, von Val Sesia bis zum Val Cammonica als eine einheitliche Centralmasse unter dem Namen »Massiv der Vier Seen« zusammenfassen zu sollen glaubte.

Um über die Beziehungen des Seegebirges zu der Zone des Monte Rosa Klarheit zu gewinnen, wollen wir zunächst das geologische Profil entlang der Gotthardbahn von Biasca nach Lugano an der Hand der Ausführungen von Stapff[2]) näher betrachten.

Südlich von der Schlucht des Torrente Claro schneidet das Adula-Massiv an einer W.—O. streichenden Bruchlinie ab. Ueber den Fundamentalgneissen stellen sich zunächst Glimmerschiefer und hierauf sehr hornblendereiche Biotitgneisse ein. Der Uebergang von den N.—S. streichenden Fundamentalgneissen zu der jüngeren W.—O. streichenden Hornblendegneisszone vollzieht sich an einer Reihe von treppenförmigen Verwerfungen. Zugleich erfolgt sehr rasch der Uebergang von flacher Lagerung zu steiler Aufrichtung der Schichten. Bei Castione sind den Hornblendegneissen Glimmerschiefer mit Kalkzügen

---

[1]) E. v. Mojsisovics, »Ueber die Grenze zwischen Ost- und Westalpen«. Zeitschr. d. Deutsch. Alpen-Ver., IV, 1873, p. 8—18, und Jahrb. d. Oesterr. Alpen-Ver., IX, 1873, p. 7—15.

[2]) F. Stapff, »Vorlage der geologischen Uebersichtskarte der Gotthardbahnstrecke zwischen Erstfeld und Castione«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1884, p. 191—200.

und Rauchwacken eingelagert. Das Fallen ist hier bereits mit 60° nach Süden gerichtet. Dass innerhalb der Hornblendegneisszone, wie Stapff meint, mehrfache Ueberschiebung und Faltung anzunehmen sei, halte ich durch die thatsächlichen Beobachtungen nicht für genügend begründet. Wirklich zu beobachten ist nur eine senkrechte oder wenigstens sehr steile Stellung der Hornblendegesteine zwischen Giubiasco und Castione und ein Abschneiden derselben bei Giubiasco am Nordgehänge des Monte Ceneri entlang einer scharf markirten Bruchlinie gegen den flach südwärts fallenden Gneiss des letzteren.

Schon bei Arbedo stehen die Hornblendegneisse saiger, desgleichen bei Bellinzona, wo ihre vertical aufgerichteten Bänke in dem Hügelzuge, der die drei Burgen Castello di Mezzo, Castello Corbario und Castello Grande trägt, besonders schön aufgeschlossen erscheinen. Wer die verticale Plattung des Gneisses etwa als Schieferung deuten wollte, wäre leicht durch den Hinweis auf die Thatsache zu widerlegen, dass man die senkrecht stehenden Bänke gegen Norden zu sich allmälig flacher legen sieht und dass auch die eingelagerten Schiefer- und Kalkzüge die gleiche saigere Stellung erkennen lassen.

Die steil stehenden Hornblendegneiss-Straten stossen südlich von der Einmündung des Valle Morobbia scharf ab an den ziemlich flach (30°) südwärts einfallenden, sericitischen Gneissen des Monte Ceneri. Die Gneisse des Monte Ceneri sind zweifellos älter als die Hornblendegesteine. In diesem Punkte stimmen auch Rolle und Taramelli überein. Die Annahme Taramelli's, dass die sericitischen Gneisse des Monte Ceneri als Aequivalente der jüngeren Gneisse der Lepontinischen Alpen zu betrachten seien, dürfte sich wahrscheinlich als begründet erweisen, wenngleich beide verschiedenen Zonen angehören und die Parallelisirung der krystallinischen Gesteine ausserhalb einer bestimmten Zone gegenwärtig noch einigermaassen gewagt erscheinen muss.

Dass die Hornblendegneisse ihre normale Position über den sericitischen Gneissen und Glimmerschiefern des Monte Ceneri finden, ergibt sich aus der Fortsetzung des Gotthardbahn-Profils gegen Lugano. Auf die südlichen Gehänge des Monte Ceneri legen sich nämlich

nach den Mittheilungen von Stapff abermals Biotitgneisse, die mit südlichem Fallen über den älteren Gesteinen des Monte Ceneri liegen. Sie brechen bei Lamone ab und es folgen von da an südwärts bis Lugano steil nordfallende sericitische Schiefer, quarzit- und glimmerreiche Phyllite, denen sich bei Manno die von Negri und Spreafico[1]) entdeckten pflanzenführenden Conglomerate von carbonischem Alter concordant eingelagert finden.

Zwischen Castione und Giubiasco liegt der Zug der Hornblendegesteine, der das Adula-Massiv von dem Seegebirge trennt, in einer Grabenversenkung. Die Grenze ist nach beiden Seiten hin eine sehr scharfe, der Gegensatz zwischen den dem Tessinthal oberhalb Claro entlang horizontal verlaufenden Trennungslinien der nach Westen blickenden Schichtköpfe des Fundamentalgneisses und den sich immer steiler aufrichtenden, zuletzt saiger stehenden Hornblendegesteinen eine der auffallendsten tektonischen Erscheinungen auf der Südseite der Schweizer Alpen.

Der W.—O. streichende Zug von Hornblendegneissen, der zwischen Castione und Giubiasco das Tessinthal kreuzt, ist, wie bereits Stapff vermuthete, die directe Fortsetzung des Amphibolitzuges von Ivrea.

Dieser Amphibolitzug beginnt zwischen Andorno und Ivrea als eine schon durch ihre eigenthümlichen Oberflächenformen ausgezeichnete, selbstständige Gesteinszone, deren Verlauf Gastaldi und Gerlach bis zur Tessiner Grenze verfolgt haben. Dem letzteren Beobachter verdanken wir eine vorzügliche landschaftliche Charakteristik derselben.[2])

»Auf der ganzen Erstreckung vom Sesiathale bis zur Tessiner Grenze« — bemerkt er — »erhebt sich dieses Gebirge nur zu mittleren Höhen, gewöhnlich nicht viel über 1500 bis 2000 m über dem Meere. Was dasselbe aber besonders kennzeichnet, das ist die von

[1]) Negri e Spreafico, »Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano«. Mem. R. Ist. Lombardo, Classe di scienze mat. e nat., ser. 3, vol. XI, fasc. II, p. 1 ff. Vergl. O. Heer, »Flora fossilis Helvetiae«. Zürich 1877, p. 10.

[2]) H. Gerlach, »Die Penninischen Alpen«, l. c. p. 130.

den umgebenden Gneissbergen vollständig abweichende Oberflächengestalt. Die Kämme sind felsiger, zackiger und oft mit scharfen Zähnen gekrönt; die Abhänge schroffer und nackter und die Thäler selbst wilder, enger und vielfach gekrümmt. Ihre Gewässer winden sich nicht selten nur mühsam durch die tiefen, schlundartigen, hie und da durch Riesentopfbildung erweiterten Felsbetten (Val Mastallone, Val Strona und Val Rio Grande). Ebenso auffallend ist die äussere Felsoberfläche. Die meist steilen, schwarzen Felswände sind nie glatt, sondern runzelig und höckerig und trotz ihrer unendlichen Zerklüftung so fest zusammenhängend, ja wie zusammengebacken, dass Block- oder Schutthalden eine wahre Seltenheit sind.«

Dieser Gesteinszug besteht vorwiegend aus Dioriten und Syeniten mit untergeordneten Hornblendegneissen, Hornblendeschiefern, Kalkeinlagerungen und Pegmatitzügen. Eine Schichtung ist nur sehr wenig ausgeprägt. Die Zone der Sesia-Gneisse, die den südlichen Rand des Schiefermantels der Centralmasse des Monte Rosa bildet, legt sich nebst den unterlagernden Granatglimmerschiefern mit steilem Nordfallen an den Amphibolitzug von Ivrea an.

Ob, wie Gerlach annimmt, zwischen dem Sesia-Gneiss und den Hornblendegesteinen das Verhältniss einfacher Auflagerung der ersteren obwaltet, oder ob, wie Taramelli glaubt, die Hornblendegesteine ein jüngeres Schichtglied der krystallinischen Serie darstellen, das an den Sesia-Gneissen mit einer Verwerfung abschneidet, lässt sich in Folge Mangels einer ausgesprochenen Stratification innerhalb dieses Theiles des Amphibolitzuges nicht unmittelbar entscheiden. Die Lagerungsverhältnisse in der Fortsetzung der Dioritzone bei Locarno und Castione stehen indessen mit der Auffassung von Gerlach in Widerspruch und legen vielmehr die Annahme nahe, dass die Grenze jenes Amphibolitzuges gegen den Schiefermantel des Monte Rosa-Massivs ihrer ganzen Erstreckung nach eine Bruchlinie sei, wie dies für die Grenze gegen das Tessiner und Adula-Massiv mit Bestimmtheit behauptet werden kann.

Der südöstliche Rand des Amphibolitzuges von Ivrea gegen die Masse der sericitischen Gneisse des Seegebirges westlich vom Lago

Maggiore (Strona-Gneiss GERLACH's) entspricht gleichfalls, wie TARAMELLI betont, einer Störungslinie. Der Strona-Gneiss wird von GERLACH und TARAMELLI übereinstimmend als ein Aequivalent der Sesia-Gneisse gedeutet, und der erstere Beobachter nimmt auch eine einfache Ueberlagerung des sattelförmig gestellten Amphibolitzuges durch die SO. fallenden Strona-Gneisse an. Dementgegen hat TARAMELLI[1]) gezeigt, dass gerade an der Grenze gegen die Amphibolitzone im Norden von Pallanza und Cannero die Schichten der Strona-Gneissmasse nach NW. gegen den Dioritzug einfallen und erst in einiger Entfernung von demselben das Fallen sich in ein südöstliches umkehrt, derart, dass die Strona-Gneissmasse im Westen des Lago Maggiore antiklinalen Bau besitzt und der Amphibolitzug auch hier wie ein gesenkter Streifen von jüngeren krystallinischen Bildungen zwischen den älteren Gesteinen des Monte Rosa-Massivs und des Sèegebirges in einem Graben zu liegen scheint.

Von der Antiklinale der Strona-Gneisse gegen den Lago Maggiore herrscht regelmässiges SO.-Fallen. Es folgen hier in dem südöstlichen Gewölbeschenkel die Glimmerschiefer und Sericitschiefer in der Umgebung des Lago d'Orta, die von krystallinischen Massengesteinen, den Graniten des Monte Navigno, des Monte Motterone und Monte Orfano im Norden, den Quarzporphyren zwischen Gozzano und dem unteren Lago Maggiore im Süden, durchbrochen wurden. Dass diese Granite, deren Alter zwar nicht mit Bestimmtheit angegeben werden kann, einer jüngeren Eruptionsepoche als die Bildungszeit der älteren krystallinischen Schichtgesteine angehören, hat bereits im Jahre 1827 A. BOUÉ[2]) ausgesprochen. Es liegt nahe, diesem von E. SUESS[3]) weiter ausgeführten Gedanken folgend, jene Periode beiläufig in das Carbon zu verlegen.

---

[1]) T. TARAMELLI, »Note geologiche sul bacino idrografico del fiume Ticino«. Boll. Soc. geol. Ital., IV, 1885, p. 263.

[2]) G. v. LEONHARD's Zeitschr. f. Min., 1827, p. 154 u. Mém. Soc. Linnéenne de Normandie, sér. 2, vol. I, p. 33. Vergl. auch Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., IV, 1870, p. 18.

[3]) E. SUESS, »Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen«. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., LVII, 1868, p. 73 u. 91 des Separatabdruckes.

Wenn man die Blätter XIX (Bellinzona—Chiavenna) und XXIII (Domo d'Ossola—Arona) der »Geologischen Karte der Schweiz« neben einander legt, so wird man mit Ueberraschung gewahr, dass der auf dem letzteren Kartenblatte verzeichnete Amphibolitzug innerhalb des Gebietes des Blattes Bellinzona—Chiavenna nicht ausgeschieden erscheint. Dass dieser Zug in der Natur nicht in solcher Weise abschneiden kann, wie es nach der Darstellung der Karte der Fall sein müsste, ist wohl selbstverständlich. In der That findet denn auch der Amphibolitzug von Ivrea, wie ich mich durch eigene Beobachtungen, übereinstimmend mit Taramelli, zu überzeugen in der Lage war, in dem Gebiete zwischen dem Lago Maggiore und dem Val Centovalli eine sehr deutliche Fortsetzung. Auch die »Geologische Uebersichtskarte der Schweiz« von Escher und Studer, sowie Noe's »Geologische Uebersichtskarte der Alpen« bringen diese Thatsache in zutreffender Weise zum Ausdruck.

Der Kamm des Monte Gredone besteht noch aus Diorit, dessen Stratification sehr undeutlich ist und dessen Oberflächenformen noch vollständig den von Gerlach geschilderten landschaftlichen Typus zur Schau tragen. Dieser Diorit geht gegen Val Centovalli und das Thal der Maggia zwischen Ascona und dem Ponte Brolla in geschichtete Hornblendegneisse und die sogenannten grünen Schiefer von Losone über. Der Zug der Strona-Gneisse reicht am westlichen Ufer des Lago Maggiore nordwärts bis Brissago und fällt hier sehr steil gegen NW. unter die grünen Schiefer von Losone ein. Diese selbst bestehen vorwiegend aus Hornblendeschiefern mit zahlreichen Einlagerungen von dünngeschichteten Hornblendebiotitgneissen und körnigen Kalken. Sie stehen meist senkrecht oder schiessen sehr steil gegen Norden ein und schneiden südlich von Intragna an den bedeutend flacher gegen Norden einfallenden, durch ihre Absonderung in mächtigeren Bänken und das Zurücktreten der Hornblendegesteine unterschiedenen Gneissen ab, die Rolle von Craveggia durch Val Centovalli bis zur Maggia verfolgt hat und die das Ende des grossen Gneisszuges der Sesia darstellen. Diese jüngeren Gneisse brechen, wie im vorigen Abschnitte erwähnt wurde, nördlich von Craveggia

mit einer Verwerfung gegen die flach südfallenden Glimmerschiefer ab, unter welchen sich der flach liegende Tessiner Gneiss bei Comologno emporwölbt.

Dieser Bruch, der durch das steile nördliche Einfallen (bis 70° der jüngeren Gneisse gegen die flach (15 bis 35°) nach Süden geneigten älteren Glimmerschiefer markirt ist, setzt sich ostwärts in einer bereits von ROLLE (l. c. Taf. VIII, Fig. 20 u. p. 53) constatirten Störung über Segna und Avegno gegen Mergoscia fort. Entlang dieser Linie stossen allenthalben die sehr steil nach Norden einfallenden jüngeren Gneisse gegen die ebenso steil südwärts einfallenden Tessiner Gneisse im Norden ab. Man befindet sich hier innerhalb einer ausgezeichneten Bruchregion, deren Nordrand die zuerst von STUDER erwähnte Linie Crana—Maggia—Lavertezzo bildet, an der die Umsetzung der schwebenden Tessiner Gneisse in steile Schichtstellung sich vollzieht.

Die STUDER'sche Linie stellt sich keineswegs als eine einfache Verwerfung dar, sondern bezeichnet nur gewissermaassen die Grenze, jenseits deren der flach gelagerte Gneiss des Tessiner Massivs theils knieförmig sich abbiegt, theils an einer Reihe von Staffeln absinkt und sich dabei in ähnlicher Weise aufrichtet wie der Adula-Gneiss südlich vom Torrente Claro. Südlich von dieser Linie, deren Verlauf auf der Ostseite des das Val Verzasca vom Tessin scheidenden Kammes nach STAPFF mit dem Val di Moleno zusammenfällt, herrscht sehr unregelmässige Lagerung. Das Absinken des Tessiner Massivs zu dem Amphibolitzuge von Ivrea, der den am meisten gesenkten Streifen des Gebirges darstellt, findet wahrscheinlich an einer Reihe von Brüchen statt, deren Verlauf z. Th. mit den von ROLLE als Synklinal- und Antiklinallinien bezeichneten Störungen zusammenfallen dürfte, bei der Einförmigkeit des Gesteinscomplexes und der grossen Veränderlichkeit der Streich- und Fallrichtung aber wohl kaum jemals im Detail wird festgestellt werden können.

Die Hornblendegneisse des Amphibolitzuges von Ivrea streichen mit den sie begleitenden Einlagerungen von Schiefern und Kalkzügen den nördlichen Gehängen des unteren Tessin zwischen Gnosca und

Locarno entlang. Das Santuario der Madonna del Sasso bei Locarno steht auf vertical gestellten Schichten von Hornblendegneiss. Ebenso stehen am Eingang des Val Verzasca steil nordwärts fallende Schichten von Hornblendegneiss mit Kalkeinlagerungen an. Die geologische Karte von Rolle gibt am Gehänge des Gebirges gegen den Unterlauf des Tessin zahlreiche Einschaltungen von Amphibolitschiefern an, während der denselben vergesellschaftete Hornblendegneiss hier leider ebensowenig von dem Tessiner Gneiss getrennt wurde als im Gebiete von Castione und Arbedo.

Es war mir nicht möglich, die Grenze des Amphibolitzuges gegen das Tessiner Massiv genauer festzustellen, da diese Arbeit die Begehung der zahlreichen Seitengräben des Tessin von Magadino bis Gnosca nothwendig gemacht hätte. Ich begnüge mich daher mit der Constatirung der Thatsache, dass entlang dieser Strecke der Rand des Gebirges allenthalben aus den diesem Zuge eigenthümlichen Hornblendegesteinen besteht. Im Profile der Gotthardbahnstrecke oberhalb Bellinzona sind ihre beinahe senkrecht gestellten Schichten noch bei Gnosca auf der linken Thalseite deutlich aufgeschlossen. Man dürfte nicht allzusehr fehlgehen, wenn man die Grenze des Amphibolitzuges gegen das Tessiner Massiv beiläufig der von Rolle verzeichneten Linie Mergoscia—Gnosca entlang zieht, in deren Fortsetzung sodann auch die Störung südlich vom Torrente Claro fällt.

Fasst man die Ergebnisse der bisherigen Betrachtungen über den Gebirgsbau der Penninischen und Lepontinischen Alpen in ihren Beziehungen zum Seegebirge zusammen, so zeigt sich, dass die grossen und im Allgemeinen, von den Ueberschiebungen am Nordrande abgesehen, regelmässig gebauten Gewölbe der ersteren im Südosten und Süden mit Flexuren oder Verwerfungen gegen den Amphibolitzug von Ivrea abbrechen, der seinerseits wie in einem Graben zwischen der Zone des Monte Rosa und dem Seegebirge liegt und die Rolle eines trennenden Zwischengliedes übernimmt.

Dieser Amphibolitzug ist es daher, der von Ivrea, oder, wenn man die paläozoischen Bildungen am Aussenrande der Centralmasse des Gran Paradiso noch als Glieder des-

selben betrachten will, vom Mallone bis zum Tessin oberhalb der Einmündung des Val Mesocco die tektonische Grenze zwischen der Zone des Monte Rosa und dem Seegebirge, beziehungsweise zwischen den West- und Ostalpen bildet.

Der Zug der Strona-Gneisse im Westen des Lago Maggiore, das Massiv des Monte Ceneri und die sericitischen Gesteine entlang der Südseite des Veltlin mit dem Gneisskern im Val del Bitto südlich von Morbegno stellen eine einheitliche tektonische Zone dar, die dem südlichsten Gliede der sogenannten Urgebirgszone der Ostalpen entspricht und an die sich die südliche Kalkzone der letzteren anlegt. Diese krystallinische Zone, die man als »Zone des Veltlin« bezeichnen kann, reicht mit W.—O.-Streichen bis zu dem Tonalitstock des Adamello und biegt hier im Gebiete der Judicarien-Linie nach NNO. um. Die Gneissphyllite, die den nördlichen und westlichen Rand der Masse des Adamello umgeben, und der Phyllitzug, der mit NNO.-Streichen die Judicarien-Linie im Westen begleitet und dem zwischen St. Pancraz im Ultenthale und dem Etschthal abermals ein jüngerer Tonalitstock eingelagert ist, gehören der Fortsetzung dieser Zone an.[1])

Die Zone des Veltlin und der dieselbe an ihrem südlichen Rande umsäumende Kalkalpengürtel erscheint nicht nur durch den Amphibolitzug von Ivrea von der Zone des Monte Rosa scharf geschieden, sie steht der letzteren auch in Bezug auf ihre geologische Entwicklungsgeschichte und Structur fremdartig gegenüber.

Die Aufnahmen von Negri, Spreafico, Taramelli[2]) u. A., deren Resultate kürzlich von Schmidt und Steinmann[3]) in übersichtlicher

[1]) G. Stache, »Der krystallinische Gebirgsabschnitt zwischen dem hinteren Ultengebiet und Unter-Sulzberg«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1880, p. 250, und »Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsabschnitte im Nordwesten und Südosten des unteren Ultenthales«, ibid. p. 127.

[2]) T. Taramelli, »Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi«. Mat. Carta geol. della Svizzera, vol. XVII, 1880.

[3]) C. Schmidt u. G. Steinmann, »Geologische Mittheilungen aus der Umgebung von Lugano«. Eclogae geologiae Helveticae. Lausanne 1890, p. 1 ff.

Weise zusammengefasst wurden, haben ergeben, dass die gefalteten krystallinischen Gesteine des Seegebirges mit Einschluss der carbonischen Bildungen von Manno discordant von den jüngeren Ablagerungen bedeckt werden. Die letzteren beginnen mit ausgedehnten Porphyrdecken und darüber folgenden Conglomeraten und Sandsteinen vom Typus des Grödner Sandsteins. Die wenigen Pflanzenreste, die aus der Umgebung des Comer Sees in diesem Schichtcomplex bekannt geworden sind, weisen nach Gümbel[1]) auf ein permisches Alter hin. Der sichere Nachweis einer Vertretung permischer Bildungen liegt indessen für die gleichartigen Gesteine des Val Trompia vor, denen die von Bruni entdeckte, zuerst von Ragazzoni und Curioni, später von Suess[2]) ausführlich beschriebene Flora des Rothliegenden entstammt.

Die Porphyre, unter denen man nach dem Vorgange von Studer[3]) zwei altersverschiedene Typen, rothe Quarzporphyre und schwarze Porphyrite, unterscheiden kann, breiten sich deckenförmig über den abradirten Schichtköpfen der steilstehenden, sericitischen Schiefer aus.[4]) Sie bilden mit den darüber folgenden Ablagerungen von der Trias bis zum Eocän ein im grossen Ganzen concordantes Schichtsystem. Innerhalb der mesozoischen Epoche haben wohl positive und negative Verschiebungen der Strandlinie, nicht aber gebirgsbildende Bewegungen des Bodens stattgefunden. Eine solche fällt vielmehr in die Zeit zwischen der Ablagerung der carbonischen Conglomerate von Manno und der Eruption der älteren, rothen Quarzporphyre. Auf den Gegen-

[1]) C. W. Gümbel, »Geognostische Mittheilungen aus den Alpen« VII, Sitzungsber. d. math.-phys. Cl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. München 1880, 4. Heft, p. 548.

[2]) E. Suess, »Ueber das Rothliegende im Val Trompia«. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., Wien, LIX, 1869, und »Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen«, ibid. LVII, 1868, Februarheft u. Aprilheft.

[3]) B. Studer, »Porphyre des Luganer Sees«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XXVII, p. 417. Vergl. auch T. Harada, »Das Luganer Eruptivgebiet«. Neues Jahrb. f. Min., 1882, Beil.-Bd. II, p. 1—48.

[4]) Eines der schönsten Beispiele der discordanten Lagerung der postcarbonischen Bildungen über dem Grundgebirge bietet eine kleine Scholle von Porphyr und Grödner Sandstein zwischen Arosio und Manno, die auf steilgestellten krystallinischen Schiefern horizontal aufruht.

satz der Andeutung einer postcarbonischen Gebirgsfaltung in der Zone des Veltlin und des Mangels einer solchen in derjenigen des Monte Rosa, wo z. B. der mesozoische Calcaire du Briançonnais im Gebiete der Vanoise die älteren Gesteine concordant überlagert und mit diesen gleichzeitig gefaltet wurde, hat bereits C. Schmidt (l. c., p. 36) hingewiesen.

Eine zweite Discordanz fällt zwischen das Eocän und Miocän, eine Erscheinung, die sich, wie in dem zweiten Abschnitte dieser Arbeit erwähnt wurde, auch an dem Nordrande der Ostalpen wiederholt.

Nicht minder scharf ausgeprägt ist die Verschiedenheit zwischen der Zone des Monte Rosa und derjenigen des Veltlin in Bezug auf ihre tektonischen Verhältnisse.

Soweit innerhalb der Penninischen und Lepontinischen Alpen Ueberschiebungen vorhanden sind, erfolgen dieselben in nördlicher oder nordwestlicher Richtung, so an der Grenze der Zone des Monte Rosa gegen jene des Briançonnais, bei Goglio, am Passo di Campolungo u. s. w., während an der Grenze gegen den Amphibolitzug von Ivrea wohl steile Schichtstellung und Bruchlinien aber keine gegen die Po-Ebene gerichteten Ueberschiebungen auftreten. In der südlichen Kalkzone der Ostalpen bis zur Etsch und der Val Sugana-Linie dagegen sind, wie Bittner gezeigt hat, die Ueberschiebungen ebenso regelmässig dem lombardischen und venetianischen Tieflande zugekehrt, als in der nördlichen Kalkzone dem Nordrande der letzteren.

Im Süden und Osten des grossen Längsbruches Val Trompia — Judicarien beherrschen derartige aus südwärts, beziehungsweise ostwärts geneigten Falten hervorgegangene Ueberschiebungsbrüche nach den Darstellungen von Bittner[1]) die Structur der südlichen Kalkzone. Zwischen Val Sabbia und dem Lago di Como sind so intensive Faltungen wie im Osten der Judicarien-Linie nicht beobachtet worden, aber auch hier treten insbesondere in den der Ebene benach-

[1]) A. Bittner, »Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1881, p. 366 ff., und »Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia«, ibid. 1883, p. 432 ff.

barten Theilen des Gebirges mehrfach deutliche, südwärts gerichtete Ueberschiebungen auf. F. v. Hauer[1]) hat solche bei Sarnico, Gümbel[2]) bei Lecco, Benecke[3]) im Grigna-Gebirge beschrieben. Westlich vom Comer See sind fast ausschliesslich Brüche für die Tektonik der wenig gefalteten Sedimenttafel maassgebend. Querstörungen, denen zum Theil die Lage der grossen oberitalienischen Seen entspricht, spielen hier neben den im Streichen des Gebirges verlaufenden Verwerfungen eine hervorragende Rolle.

Auch die Zone des Veltlin scheint sich in Bezug auf ihre Structur der südlichen Kalkzone der Ostalpen anzuschliessen. Die innerhalb der Zone des Veltlin bekannt gewordenen Ueberschiebungen weisen gleichfalls auf eine der lombardisch-venetianischen Tiefebene zugekehrte Richtung der Bewegungen hin. Schon Bittner (l. c., p. 365) hat den Contact der Triasgesteine gegen den Tonalit des Adamello-Stockes an dem südöstlichen und östlichen Rande des letzteren für eine tektonische Linie analog jenen grossen Längsstörungen gehalten, die innerhalb der mesozoischen Bildungen beiderseits des Garda Sees auftreten. Eine andere südwärts gerichtete Ueberschiebung im Gebiete der Bergamasker Alpen hat Studer[4]) beschrieben. Hier liegen in der Umrandung des Val Brembana, am Passo di Coca und Passo San Marco die von Escher entdeckten, spatheisensteinführenden Thonschiefer und Quarzite des Carbon mit steilem Nordfallen unter den nordwärts folgenden Glimmerschiefern und Sericitschiefern des Hauptkammes und auf dem Verrucano, dessen Fallen sich erst südlich von Bondione umkehrt und dem weiterhin die Kalke der Trias normal auflagern. Von Bondione bis zur Wasserscheide gegen die Adda herrscht somit verkehrte Lagerung und ist die Ueberschiebung

[1]) F. v. Hauer, »Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardie«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., IX, 1858, p. 485.

[2]) C. W. Gümbel, »Die Gebirge am Comer und Luganer See« (Geognostische Mittheilungen aus den Alpen, VII). Sitzungsber. d. math.-phys. Cl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss., München 1880, p. 568.

[3]) E. Benecke, »Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grigna-Gebirges«. Neues Jahrb. f. Min., 1885, Beil.-Bd., p. 246.

[4]) B. Studer, »Geologie der Schweiz«, I. Th., p. 349.

der älteren, sericitischen Gesteine über das Carbon und des letzteren über den Verrucano gegen Süd gerichtet.

So erscheint die Zone des Veltlin von jener des Monte Rosa nicht allein durch den Amphibolitzug von Ivrea deutlich geschieden, auch der Gebirgsbau und die geologische Entwicklungsgeschichte derselben weist so scharfe Gegensätze auf, dass über die Führung der Scheidelinie zwischen West- und Ostalpen entlang der Grenze dieser beiden Zonen kein Zweifel obwalten kann.

Die Zone des Veltlin bildet den südlichsten Abschnitt der sogenannten Central- oder Urgebirgszone der Ostalpen. Innerhalb der letzteren lässt sich in dem den Westalpen zunächst gelegenen Gebiete eine Anordnung der Centralmassen in zwei weitere Zonen erkennen. Die eine derselben umfasst die zahlreichen kleinen, von einem mächtigen Mantel krystallinischer Schiefer umhüllten Gneisskerne der Bernina-Gruppe und der Livigno-Alpen, die andere die ausgedehnte Centralmasse der Silvretta. Die erstere mag weiterhin der Kürze halber als Zone der Bernina, die zweite als Zone der Silvretta bezeichnet werden. Das Streichen der Zone der Bernina ist im Allgemeinen W.—O., im östlichen Theile WSW.—ONO. bis SW.—NO. gerichtet. Das Massiv der Silvretta zeigt SW.—NO.-Streichen im südlichen, annähernd meridionale Streichrichtung im mittleren und nordwestlichen und WO.-Streichen im nördlichen und östlichen Theile. Beide krystallinischen Züge, die als stärker gehobene Wellen des Gebirges betrachtet werden können, treten in Folge dessen gegen Osten auseinander und lassen das ausgedehnte, von mesozoischen Bildungen erfüllte Depressionsgebiet der Münsterthaler Alpen und des Ortler sich zwischen dieselben einschieben.

Innerhalb dieses Gebietes, das sich den Gebirgswellen im Norden und Süden gegenüber als eine selbst wieder vielfach gefaltete Mulde darstellt,[1]) sind die mesozoischen Bildungen in grösserer Ausdehnung

[1]) Vergl. C. W. Gümbel, »Geologisches aus Westtirol und Unterengadin.« Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1887, p. 291; ferner Verh. d. Naturf. Ges. Graubündens XXI. Jahrg.

und als zusammenhängende Decke des krystallinischen Untergrundes erhalten geblieben, während sie in den Centralmassen der Bernina und Silvretta, wo der letztere sich zu bedeutenderen Höhen aufwölbt, durch die Denudation bereits entfernt oder nur noch in einzelnen Mulden oder zwischen Grabenbrüchen (Piz Alv, Albula Pass) vor der vollständigen Zerstörung bewahrt wurden.

Dass die triassischen Bildungen im Gebiete des Ortler, der Bernina-Gruppe und der Oberhalbsteiner Alpen als isotopische Ablagerungen des austroalpinen Triasmeeres aufzufassen seien, das aus Nordwesttirol und Vorarlberg mit einer breiten Bucht westlich bis zum Bernhardin Pass, südlich bis zur Bernina und östlich bis zum Ortler in die Mittelzone der Alpen eingriff, ist durch die Untersuchungen von E. v. Mojsisovics[1]) klargestellt worden, nachdem schon A. Escher von der Linth[2]) auf die nahen Beziehungen der bündnerischen Trias zu derjenigen von Vorarlberg hingewiesen und Studer (l. c. I, p. 395) den Zusammenhang der Kalkgebirge von Graubünden mit der nördlichen Nebenzone der Ostalpen »im Montavon und im Prättigau« betont hatte.

Dieser stratigraphische Zusammenhang der triassischen Sedimente der Kalkzone von Vorarlberg und des Ortler darf jedoch nicht im Sinne eines tektonischen Zusammenhanges jener beiden Districte interpretirt werden. Zu einer solchen irrthümlichen Auffassung geben einzelne Darstellungen in der neueren geologischen und geographischen Literatur Veranlassung, indem sie die stratigraphischen und tektonischen Beziehungen der Triaszone von Vorarlberg und der mesozoischen Mulde des Ortler nicht strenge genug auseinanderhalten. Wenn, um nur ein Beispiel anzuführen, A. Böhm[3]) mittheilt, dass jenseits des Prättigau triassische Kalke sich unter meridianem und nach SO. zurückgewendetem Streichen bis in die Gegend der

---

[1]) E. v. Mojsisovics, »Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Der Rhätikon«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst. XXIII, 1873, p. 137.

[2]) A. Escher von der Linth, »Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden«, 1853, p. 48.

[3]) A. Böhm, »Eintheilung der Ostalpen«, p. 342.

Bernhardin- und Splügen-Pässe, nach Oberhalbstein und über den Albula Pass bis zum Ortler verbreiten, so ist diese Darstellung allerdings geeignet, die Ansicht zu erwecken, als würden die triassischen Falten des Rhätikon nach SO. umschwenken und ein directer tektonischer Zusammenhang zwischen denselben und der Mulde des Ortler bestehen. Eine solche tektonische Verbindung zwischen Ortler und Rhätikon ist jedoch nicht vorhanden. Die Falten der Livigno-Alpen streichen, wie die eingeklemmten mesozoischen Bildungen (z. B. am Piz Alv) erkennen lassen, dem Engadin annähernd parallel in SW.—NO.-Richtung. Das gleiche Streichen herrscht, wie auch Theobald's Aufnahmen in Graubünden ergeben, innerhalb der ganzen südlichen Hälfte des Silvretta-Massivs, ferner in der Gruppe des Piz d'Err, Piz Julier und Piz Ot. Die Masse der Silvretta schiebt sich somit als ein trennender Wall zwischen die Triasfalten des Rhätikon oder der Arosa-Gruppe und das gefaltete Triasgebiet zwischen dem Engadin und dem Ortler und von einem tektonischen Zusammenhang beider kann nicht die Rede sein.

Die einzige Stelle, wo die Trias aus den Oberhalbsteiner Alpen am westlichen Rande des Silvretta-Massivs mit jener der Münsterthaler Alpen in Berührung tritt, entspricht der Einsenkung des Albula Passes. Hier aber liegen die über dem krystallinischen Grundgebirge transgredirenden, rhätischen und liassischen Schichten in einer überschobenen Mulde oder Grabenversenkung, geradeso wie z. B. der Lias am Nordrande des Massivs von Oisans bei La Grave. Das Streichen dieser jüngeren Sedimente ist allerdings W.—O. gerichtet, aber es bringt keineswegs das Hauptstreichen des Gebirges selbst zum Ausdruck. So wenig als das locale W.—O.-Streichen der liassischen Schiefer bei La Grave das Streichen der französischen Alpen im Gebiete des Dauphiné und der Maurienne repräsentirt, so wenig bezeichnet die Streichrichtung des schmalen, mesozoischen Streifens am Albula Pass jene des Gebirges zwischen dem Engadin und Oberhalbstein.

Es entsteht nunmehr die Frage, wo die südliche Fortsetzung des Rhätikon jenseits des Prättigau zu suchen sei, beziehungsweise, in welcher Art der Anschluss des der Zone des Monte Rosa fremd-

artig gegenüberstehenden Adula-Systems an jene der Bernina und Silvretta vermittelt wird. Für die Erkenntniss der tektonischen Beziehungen zwischen den West- und Ostalpen ist die Beantwortung dieser Frage umsomehr von Bedeutung, als das Adula-System bisher von den meisten Forschern, die sich mit dem Studium der Structur der Schweizer Alpen beschäftigt haben, den Westalpen zugezählt und bald als Rest eines Piemont bogenförmig umschliessenden Ringgebirges (Studer), bald als ein älteres, vor der Hauptfaltung der Alpen gefaltetes Gebirgsstück (Heim) gedeutet wurde.

Die Beziehungen des Adula-Systems zu der Zone der Bernina sind die gleichen wie zu der Zone des Veltlin. Die südliche Grenze des Amphibolitzuges von Ivrea, an dessen W.—O. streichenden Schichten die meridional gerichteten Ketten des Adula-Systems an der linken Thalseite des Tessin abbrechen, zieht durch Valle Morobbia und über den Passo San Jorio (1956 m) gegen Gravedona am Comer See und überschreitet zwischen demselben und dem Lago di Mezzola die Maira. Rolle[1]) hat den Verlauf dieses Zuges von Hornblendegesteinen festgestellt und darauf aufmerksam gemacht, dass der letztere zwischen Gravedona und Dubino die Ebene der unteren Maira, ohne eine Querverschiebung zu erleiden, überschreitet. Die dem Amphibolitzuge bei Dubino und am Sass Pell eingeschalteten Lager von Dolomit zählen Rolle und Theobald zur Trias, ohne dass für eine solche Annahme ausreichende Gründe vorliegen würden. Ebensowenig ist die von Rolle supponirte muldenförmige Lagerung der Schichtglieder in dem Durchschnitt zu beiden Seiten der Maira zwischen dem Lago di Como und Lago di Mezzola ausser Zweifel gestellt. Was sich thatsächlich beobachten lässt, ist ein allgemeines Nordfallen der Schichten von den Sericitgneissen und Schiefern der Zone des Veltlin durch die Glimmerschiefer, Dolomite, Hornblendegneisse und Hornblendeschiefer des Amphibolitzuges bis in die Glimmergneisse des Bernina-Massivs, die als das tiefste Schichtglied in dem westlichen Abschnitt des letzteren zu Tage treten.

---

[1]) Rolle, l. c., p. 33 u. 49.

Wenn man sich die Lagerungsverhältnisse des Amphibolitzuges an der Grenze der Sesia- und Strona-Gneissmasse und derjenigen des Tessiner Massivs und des Seegebirges vor Augen hält, so wird man zugeben müssen, dass die Annahme einer muldenförmigen Lagerung jenes Zuges im Profil der unteren Maira nur eine geringe Wahrscheinlichkeit besitzt. Die Auffassung desselben als ein zwischen Brüchen im Streichen des Gebirges eingeklemmter Graben dürfte wohl den Vorzug verdienen.

Der Amphibolitzug von Ivrea endet als ein tektonisches Glied im Gebirgsbau der Alpen östlich von Cercino im Veltlin. Es steigt, wie Rolle sich ausdrückt, die Muldenbasale in die Höhe und es legen sich die Gesteine derselben weiterhin auf die Gneisse des Westflügels der Bernina-Masse und setzen beinahe das ganze ausgedehnte Gebiet zusammen, das Theobald unter dem Namen Albigna-Disgrazia-Gebirge von dem eigentlichen Bernina-Stock abgetrennt hat. Die Gruppe der sogenannten Malenco-Gesteine mit ihren mächtigen Einschaltungen von jüngeren Graniten entspricht im Wesentlichen den gleichen Schichtbildungen der krystallinischen Schieferreihe, die an dem Aufbau der Amphibolitzone von Ivrea theilnehmen.

Die Grenze zwischen den Hornblendegneissen und den älteren Glimmergneissen erscheint in dem westlichsten Abschnitt der Zone der Bernina, zwischen dem Val Mesocco und der Maira, noch nicht mit genügender Sicherheit festgestellt. Schon Rolle erwähnt, dass die abschreckende Steilheit des Granitgebirges bei Novate und Codera eine Lösung der Frage nach der Zugehörigkeit dieser jüngeren Granite zu ihrer Umgebung schwierig gestalte, und diese Schwierigkeit gilt auch für die Trennung der Glimmergneisse und Hornblendegneisse in dem gleichen Gebiete. Ich muss mich daher auf die Constatirung der schon von Rolle mitgetheilten Thatsache beschränken, dass nördlich von der Amphibolitzone zu beiden Seiten der unteren Maira ein Kern von Glimmergneissen sich ausbreitet, dessen nördlicher Flügel bei Chiavenna von jüngeren Hornblendeschiefern und Glimmerschiefern überlagert wird. Diese Ueberlagerung ist ohne Zweifel eine normale und der Gneisskern seiner Tektonik nach als eine W.—O.

streichende Antiklinale aufzufassen, deren südlicher Schenkel durch den Amphibolitzug von Ivrea abgeschnitten wird.

Die nördliche Umrandung dieses Gneisskernes, der die westlichste, von dem eigentlichen Bernina-Stock durch die Schieferhülle der Malenco-Gesteine des Disgrazia-Gebietes getrennte Centralmasse in der Zone der Bernina darstellt, bildet der Zug der Glimmerschiefer und Hornblendegesteine des Bergell. Rolle betont das scharfe Abschneiden der letzteren an der Vereinigung der Maira und des Liro bei Chiavenna, doch scheint mir ein solches nur für die den Hornblendegesteinen eingeschalteten Serpentinstöcke Geltung zu besitzen. Hornblendegesteine und Glimmerschiefer dagegen setzen noch jenseits der Maira und des Liro gegen Menarola fort, und die vereinzelten Denudationsrelicte von angeblich triassischen Kalken in der Nähe von Albareda und am Passo della Forcola (2217 m), die Rolle (l. c. p. 18, 33 u. A.) erwähnt, weisen auf das Vorhandensein jüngerer krystallinischer Bildungen, wenn auch in sehr beschränkter Ausdehnung, an der Grenze des Adula-Systems gegen den vielleicht nicht unpassend als »Maira-Massiv« zu bezeichnenden Gneisskern hin.

Jene Glimmerschiefer und Hornblendegesteine des Bergell als Bildungen anzusprechen, die als gleichalterig mit den Gesteinen des Amphibolitzuges von Ivrea aufzufassen wären, dürfte kaum zutreffend erscheinen. In den krystallinischen Schiefern des Bergell liegen vielmehr wahrscheinlich Aequivalente der Kalkphyllit-Gruppe vor, die muthmaasslich einer tieferen Abtheilung der krystallinischen Schichtreihe entsprechen. Zwischen denselben und dem Gneiss des Maira-Massivs herrscht das Verhältniss normaler Auflagerung, während die Gesteine des Amphibolitzuges von Ivrea widersinnig gegen die Gneisse einfallen, über die Beziehungen der Malenco-Gesteine zum Grundgebirge in der Albigna-Disgrazia-Gruppe jedoch neuere Beobachtungen so gut wie ganz fehlen.

Für die Beantwortung der hier gestellten Frage nach den tektonischen Beziehungen des Adula-Systems zu der Zone der Bernina von entscheidender Bedeutung ist die Thatsache, dass die W.—O.

streichenden Schichten des Maira-Massivs an den meridional gerichteten Ketten des Adula-Systems scharf abstossen.

Am Ausgange des Val Calanca bei Roveredo befindet man sich in W.—O. streichenden Schichtbänken, wie bei Arbedo. Der Kamm des Pizzo di Settaggiolo (2567 m) lässt ausgezeichnetes WNW.—OSO.-Streichen der Gneissstraten erkennen. Das gleiche Streichen hält auf der Südseite des Valle della Forcola in den Graten des Pizzo di Stabiucco (2180 m), Pizzo di Campello (2378 m) und Pizzo di Padion (2633 m) an. Insbesondere an den Flanken des Pizzo di Campello zeigen sich die ziemlich steil NO. oder NNO. fallenden Gneissschichten deutlich aufgeschlossen. Das ganze Gebirge zwischen dem Val Mesocco und der Maira ist durch ein annähernd W.—O. mit Abweichungen gegen OSO. und SO. gerichtetes Streichen und nördliches Einfallen der Schichten ausgezeichnet. An dieses W.—O. streichende Gneissmassiv treten zu beiden Seiten des Val Calanca und am Passo della Forcola die meridional gerichteten Faltenzüge des Adula-Systems heran. Am Pizzo Piombi (2971 m), dem ersten hohen Gipfel der Kette des Pizzo Tambo nördlich vom Passo della Forcola, tritt die Schichtung nur undeutlich hervor, schon zwischen Soazza und Mesocco aber ist die N.—S. Streichrichtung mit östlichem Einfallen der Schichten klar ausgeprägt. Der gleiche Gegensatz findet sich auch auf der Ostseite des Lirothales zwischen der meridional streichenden Kette des Pizzo Stella (3406 m) und dem Schieferzuge des Bergell. Man kann wohl mit voller Bestimmtheit sagen, dass die Streichrichtungen des Adula-Systems und jene der Zone der Bernina im Maira-Massiv in einem steilen Winkel aufeinander stossen und dass ein Umschwenken der einen in die anderen oder ein allmäliger Uebergang aus der Streichrichtung des Maira-Massivs in jene der Adula-Ketten nirgends stattfindet.

Es erübrigt noch, die tektonischen Beziehungen des Silvretta-Massivs zu dem Adula-System und den Oberhalbsteiner Alpen zu betrachten. Zunächst mögen einige Worte über das Verhältniss der nördlichen Kalkzone der Ostalpen im Rhätikon zu der Zone der Silvretta Platz finden.

E. v. Mojsisovics hat gezeigt, dass die Structur des Rhätikon sich von derjenigen des Silvretta-Massivs insoferne als abhängig erweist, als die entlang der Tiefenfurche des Kloster- und Stanserthales mit normalem W.—O.-Streichen verlaufenden Falten der Kalkalpen sich um die nordöstliche Ecke des krystallinischen Gebirges, die durch die Gipfelpunkte des Lobspitz und Hochjoch bezeichnet wird, gegen Süden umbiegen und zuletzt mit NS.-Streichen an einer grossen Störungslinie gegen das Prättigau abbrechen. Auf Grund der Untersuchungen von Vacek im vorarlbergischen Flysch- und Kreidegebiete konnte der Einfluss jener bogenförmigen Krümmung in dem Wellenverlaufe des triassischen Gürtels auf die Kreidezone nachgewiesen werden. Aus den Beobachtungen von G. A. Koch[1]) geht ferner hervor, dass innerhalb der nordöstlichen Ecke des Silvretta-Massivs die gleiche Umbiegung im Streichen der Gebirgsfalten stattfindet. Die Zone der Silvretta nimmt also selbst an jener bogenförmigen Krümmung theil, mit anderen Worten: Es vollzieht sich in den äusseren Zonen der Ostalpen dem östlichen Ende der Zone des Montblanc gegenüber eine allgemeine Wendung im Streichen des Gebirges aus der normalen W.—O. in eine meridionale Richtung.

Es ist schon bei Gelegenheit der Schilderung der tektonischen Verhältnisse des vorarlbergischen Flysch- und Kreidegebietes erwähnt worden, dass der Bau des letzteren durch das Vorwiegen windschiefer Gewölbe mit steilem oder überkipptem Nordschenkel und sanft geneigtem Südschenkel charakterisirt wird, dass die nördlichste Kreidekette den nordwärts vorgelagerten Flyschstreifen überschiebt und das schmale, zwischen dem Kreidegebiete und der Triaszone eingefaltete Flyschband von der letzteren gleichfalls überschoben wird. Die Darstellungen der Tektonik des Rhätikon bei E. v. Mojsisovics zeigen, dass innerhalb der Triaszone, dort, wo die scharfe Umbiegung des

[1]) G. A. Koch, »Geologische Reiseberichte aus dem Montavon«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1876, p. 345. — »Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rhätikon und der Silvretta-Gruppe«, ibid. 1877, p. 202. — »Die Abgrenzung und Gliederung der Silvretta-Gruppe«. Wien 1884, A. Hölder, p. 39.

Streichens in eine N.—S.-Richtung erfolgt, die nordwärts, beziehungsweise westwärts gerichtete Ueberfaltung sich bis zur Bildung von Wechselflächen und Schuppenstructur gesteigert hat. Als Wechselflächen stellen sich jene drei im Streichen des Rhätikon gelegenen Bruchlinien dar, welche denselben in die vier, mehr weniger individualisirten, tektonischen Elemente der Zimba-Scholle, Alpila-Scholle, Gorvion-Scholle und Dreischwestern-Scholle zerlegen.

»Die innerste, auf das im Süden zu Tag ausgehende, krystallinische Grundgebirge sich stützende Scholle, die Zimba-Scholle, reicht im Norden mit ihren jeweilig jüngsten Schichten an den Bruchrand, nach der Umbiegung des Streichens in die Nordsüdrichtung aber kehrt sie die Schichtenköpfe sehr tiefer Formationsglieder gegen Norden und Westen. Die drei äusseren Schollen zeigen regelmässig am inneren Bruchrande jüngere Schichten als am äusseren, so dass die stratigraphische Basis der einzelnen Schollen immer an den äusseren Bruchrand zu liegen kommt. Folge der Südwärtsdrehung der gesammten Triaskalkzone ist es, dass die inneren Schollen von den äusseren rechtwinklig umfasst werden. Kurz vor und nach erfolgter Südwärtsdrehung erfolgt regelmässig die dachziegelförmige Ueberschiebung der inneren Scholle über die äussere.«[1])

Es macht sich eine Steigerung der Intensität der Faltung von dem Kreidegebiete des Bregenzerwaldes gegen das Innere der Triaszone hin in demselben Maasse bemerkbar, als die Schärfe der Krümmung der Gebirgswellen in ihrem Streichen zunimmt.

Die N.—S. gerichteten Falten der Triaszone werden am Südgehänge des Rhätikon-Hauptkammes quer auf ihr Streichen an einer W.—O. verlaufenden Bruchlinie abgeschnitten, der entlang zunächst ein Streifen von Kreidebildungen von helvetischem Typus hervortritt. Im Süden dieses Kreidestreifens folgt das Flyschgebiet des Prättigau, das von denjenigen, die sich mit dem Studium seiner geologischen Verhältnisse beschäftigt haben, stets als ein Senkungsfeld aufgefasst

---

[1]) E. v. Mojsisovics, »Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Der Rhätikon«. l. c., p. 170.

wurde.[1]) Schon Theobald hat den Verlauf des Bruchrandes, der von der Drusenfluh bis Klosters durch die Einfaltung eines schmalen Bandes von triassischen Bildungen zwischen dem Silvretta-Massiv und dem Flysch des Prättigau bezeichnet ist, näher beschrieben. Der Bruch tritt ostwärts bis an das Silvretta-Massiv heran, auf dessen abradirten Falten im Gargellen- und Gauerthal die Kreide in helvetischer Entwicklung transgredirend aufruht, während sie an der Innenseite des Bruches in überstürzter Lagerung, von Trias und Jura überschoben, sich wiederfindet.[2])

So ist das Senkungsfeld gegen Norden und Osten durch eine von eingeklemmten Trias-, Jura- und Kreidesedimenten begleitete Bruchlinie scharf umgrenzt. Der Bruch ist auch noch südlich von Klosters durch eine Einfaltung von Trias und Verrucano am Rande des Silvretta-Massivs markirt und eine Fortsetzung desselben entlang der Tiefenfurche des Davoser Landwassers wahrscheinlich. Die südöstliche Begrenzung des Flyschgebietes, beziehungsweise des eigentlichen Senkungsfeldes, fällt jedoch mit der letzteren nicht mehr zusammen, sondern zieht durch Fundey gegen das Schanfigg bis in die Nähe des Zusammenflusses der Plessur und Rabiosa.

Das Gebiet zwischen der Rabiosa und dem Davoser Landwasser wird von dem mesozoischen Gebirge der Arosa-Gruppe eingenommen, unter dessen Kalkmantel vielfach der krystallinische Untergrund zu Tage tritt. Erst entlang der Furche der Rabiosa erfährt das Einsturzgebiet des Prättigau abermals eine Erweiterung. Die SW.—NO. streichenden Ketten des Arosa-Weisshorns (2655 m) und des Parpaner Rothhorns (2901 m) schneiden hier an einer meridional verlaufenden Störung ab. Was zwischen dieser Linie und dem Thale des Hinterrheins liegt, also der Zug des Stätzerhorns (2576 m), des Churwaldner und Malixer Faulhorns (2678 und 2525 m) und der Spontisköpfe (1939 m), besteht aus Flysch, übereinstimmend mit dem Mittelgebirge des Prättigau. Die NO. streichenden Faltenzüge des Piz Beverin (3000 m), die in der Gruppe des Kalkberges mesozoische Auflagerungen

[1]) Vergl. auch E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, I, p. 182.

[2]) Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1871, p. 35.

tragen, der Via Mala und Schynschlucht brechen in der gleichen Weise an dem Flysch des Stätzerhorns ab, wie die Falten des Rhätikon an dem Flysch und der Kreide des Prättigau.

Das Senkungsfeld des Prättigau setzt sich somit gewissermaassen aus zwei selbstständigen Einsturzgebieten zusammen, die bei Chur mit einander in Verbindung treten. Das nordöstliche umfasst die Region des eigentlichen Prättigau und ist bei Weitem grösser als das südwestliche, das mit einem südwärts gerichteten Lappen im Zuge des Stätzerhorns bis in die Nähe der Lenzerhaide in das Innere der Alpen eingreift. Zwischen beide Einsturzgebiete, die auch weiterhin mit dem gemeinsamen Namen »Senkungsfeld des Prättigau« belegt werden sollen, schiebt sich keilförmig das triassische Gebirge der Arosa-Gruppe. Die unmittelbare Verbindung, die durch den am Rande des Silvretta-Massivs eingefalteten Triasstreifen hergestellt wird, lässt keinen Zweifel darüber, dass in dieser Gruppe die directe tektonische Fortsetzung der nördlichen Kalkzone der Ostalpen vorliegt.

Ein weiteres Gebiet mesozoischer Auflagerungen findet sich im Süden der Arosa-Gruppe in der Kette des Piz d'Aëla (3340 m), Tinzenhorn (3179 m) und Piz St. Michel (3163 m). Man könnte geneigt sein, in diesen Kalkbergen das Stück eines Randgürtels der vorwiegend aus krystallinischen Gesteinen bestehenden Gruppe des Piz d'Err (3395 m) zu erblicken, an deren Bau neben eruptiven Graniten von muthmaasslich jungpaläozoischem oder sogar postpaläozoischem Alter insbesondere Besimauditgesteine (Cima da Flex 3287 m)[1]) einen hervorragenden Antheil nehmen und die ihrer orotektonischen Stellung nach ein Glied des Silvretta-Massivs bildet. Es fällt jedoch die tektonische Fortsetzung des Aëla-Zuges in jenen des Hochducan 3073 m, der bereits dem krystallinischen Gebiete des Silvretta-Massivs angehört. Piz Platta (3386 m), Piz d'Aëla und Hochducan, die einer Zone gemeinsamer Streichrichtung folgen, deren Streichen im grossen Ganzen NO. gerichtet ist, sind daher als Stücke des Silvretta-Massivs und nicht als eine Fortsetzung der Arosa-Gruppe zu betrachten.

[1]) Vergl. A. Escher von der Linth und B. Studer, »Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten«. Zürich 1839, p. 141.

Die tektonische Fortsetzung der Arosa-Gruppe, beziehungsweise des der Zone der Silvretta unmittelbar anliegenden Theiles der nördlichen Kalkzone der Ostalpen, findet sich vielmehr in dem Zuge des Piz Curvèr (2975 m) wieder. Parpaner Rothhorn (2901 m), Piz Curvèr (2975 m), Piz Alv (2842 m) und Averser Weissberg (3044 m) entsprechen ebenfalls einer Zone gemeinsamer Streichrichtung. Dieser Zug weist in seinem nördlichen Theile noch das normale NO.-Streichen auf, das jedoch in der Wasserscheide zwischen Oberhalbstein und Avers bereits in jene meridionale Richtung übergeht, die für die westlich anschliessenden Ketten der Suretta, des Pizzo Tambo und der südlichen Hälfte des Adula-Massivs so charakteristisch erscheint.[1])

Von dem Zuge Averser Weissberg—Piz Curvèr—Parpaner Rothhorn bis zur Tiefenfurche Val Blegno—Greina Pass—Valser Rhein, die mit der westlichen Grenze des Adula-Systems zusammenfällt, zeigen alle Ketten einen bemerkenswerthen Parallelismus in ihrem Streichen. Das letztere nähert sich in dem südlichen Theile jeder einzelnen Kette dem Meridian oder biegt sich, wie in den westlichsten Ketten des Adula-Systems sogar gegen SSO. zurück, dreht sich in der Mitte allmälig gegen NO. und geht weiterhin in ein rein nordöstliches über. So ist es der Fall in der Kette der Suretta, wo am Pizzo Stella (3406 m) und entlang dem Valle San Giacomo meridionales Streichen herrscht, das an den Surettahörnern (3025 m) in ein nordöstliches umschwenkt, so in der Kette des Pizzo Tambo (3276 m), wo gleichfalls in der Wasserscheide zwischen dem Valle San Giacomo und Val Mesocco N.—S. gerichtetes Streichen vorwaltet, während dasselbe am Pizzo Tambo, Einshorn (2941 m) und Guggernüll (2887 m) sich gegen NO. wendet. Noch schärfer ausgeprägt tritt diese Erscheinung in den dem eigentlichen Adula-Massiv zugehörigen Ketten

---

[1]) Theobald's Darstellung dieser Verhältnisse (»Geologische Beschreibung von Graubünden.« Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz I u. II, 1864 u. 1866) ist in Folge der häufigen Verwechslung der mesozoischen Bildungen mit solchen, welche der Gruppe der Kalkphyllite angehören, vielfach irrig. Vergl. C. Diener, »Geologische Studien im südwestlichen Graubünden«. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Cl., Bd. XCVII, October 1888.

hervor. Der Gegensatz zwischen den meridionalen oder gar gegen SSO. zurückgekrümmten Faltenzügen in dem Gebiete des Val Blegno, Val Calanca und Val Mesocco und dem SW.—NO. verlaufenden Schichtstreichen im Gebiete des Safienthales, des Kalkberges und Piz Beverin ist besonders auffallend.

Der Zusammenhang des Adula-Systems und jenes Theiles der Oberhalbsteiner Alpen, der sich als die Fortsetzung der innersten Ketten der nördlichen Triaszone der Ostalpen erweist, gestaltet sich aber noch weit inniger, wenn man die Structur der einzelnen Ketten ins Auge fasst. Vom Oberhalbstein bis zum Val Blegno ist die Tektonik des Gebirges eine einheitliche. Die meridional gerichteten Abschnitte des Adula-Systems und der Oberhalbsteiner Alpen sind Schuppen, getrennt durch Störungen, an denen jede einzelne Scholle über die gegen Westen anschliessende überschoben erscheint.

Eine Bruchlinie, die mit der Grenze der Triaszone gegen die noch als ein Glied des Silvretta-Massivs zu betrachtende Gruppe des Piz d'Aëla zusammenfällt,[1]) geht zwischen dem Zuge des Piz St. Michel und Piz Curvèr hindurch und wird durch ein Abstossen der Lüner Schichten an der Basis des Piz Toissa (2662 m) gegen die Kalkphyllite an der rechten Thalseite der Julia markirt.[2])

Ein Profil aus dem Oberhalbstein in die südlichen Verzweigungen des Averser Thales zeigt OSO. oder O. fallende Gesteine der Kalkphyllit-Gruppe, denen vielfach discordant triassische Bildungen auflagern. An der Basis der Kalkphyllit-Gruppe erscheinen im Madriser Thal und Val di Lei Glimmerschiefer. Diese tiefsten Formationsglieder der Kette des Piz Alv und Averser Weissberges, deren Schichtköpfe sich nach Westen kehren, liegen im Val Emet und am Ausgange des Val di Lei auf Quarziten und Besimauditgesteinen, dem »Rofla-Gneiss« Rolle's, der schon von diesem Forscher als ein

---

[1]) Diese Bruchlinie correspondirt vielleicht mit dem Randbruche des Prättigau-Senkungsfeldes, der bei Klosters nach SW. umbiegt und zwischen Davos und Klosters die tektonische Grenze zwischen der Arosa-Gruppe und dem Silvretta-Massiv bezeichnet.

[2]) Vergl. »Geologische Studien im südwestlichen Graubünden«, l. c. p. 20 des Separatabdruckes.

Aequivalent der Verrucano-Gruppe betrachtet wurde, eine Ansicht, die Zaccagna[1]) seither bestätigt hat. Auch die Ueberschiebung der Rofla-Gneisse durch Glimmerschiefer im Val d'Emet hat bereits Rolle[2]) in seinen Profilen (l. c. Taf. IX, Fig. 23 und p. 57) angedeutet, wobei er allerdings, seiner Auffassung entsprechend, stets eine Gewölbebiegung des hangenden und eine correspondirende Muldenbiegung des liegenden Flügels construirt. Mag man jene Ueberschiebung im Sinne von Rolle als eine nach W. überkippte Falte ansehen oder als eine Wechselfläche, bei welcher die Ueberfaltung bis zur Zerreissung der ursprünglichen Falte vorgeschritten ist, die für die Structur des Gebirges maassgebende Thatsache einer Ueberlagerung von jüngeren durch ältere Formationsglieder im Gebiete des Averser Thales bleibt als gesichertes Ergebniss der Beobachtungen von Rolle bestehen.

Auch die Splügenfurche wird von Rolle als der Basaltheil eines meridianen Muldenzuges beschrieben, an dessen Zusammensetzung noch triassische Bildungen Antheil nehmen. Die dünnbankigen, lichtgrauen Kalksteine oberhalb des Madesimo-Falles bei Pianazzo sind möglicherweise wirklich mesozoischen Alters. Ob hier eine Ueberschiebung vorliegt, vermag ich auf Grund einer nur flüchtigen Begehung des fraglichen Gebietes nicht anzugeben. Nach Rolle, dessen Darstellungen ich für die Kette der Suretta fast ausschliesslich gefolgt bin, legt sich der Triaszug von Pianazzo auf der einen Seite an die Glimmerschiefer der Tambo-Kette, auf der anderen an den permischen Rofla-Gneiss der Surettahörner ein, so dass positive Anhaltspunkte für die Annahme einer Ueberschiebung entlang der Splügenfurche bisher fehlen.

Um so schärfer ist die Schuppenstructur in der Kette des Piz Tambo und den Ketten des eigentlichen Adula-Massivs ausgeprägt. Dass die Furche des Bernhardin Passes von San Bernardino bis Soazza sich als ein von Osten her überschobener Graben darstellt,

[1]) Zaccagna, »Sulla geologia delle Alpi occidentali«. Boll. Com. geol. d'Italia, 1887, p. 415.

[2]) Rolle, l. c. p. 57. »Der Rofla-Gneiss ist in Falten mit schiefer Mediane zusammengepresst.«

ist schon am Schlusse des vorigen Abschnittes (p. 132) erwähnt worden. Auch die Störung im oberen Val Malvaglia zwischen Rheinwaldhorn und Simano dürfte als eine Wechselfläche aufzufassen sein. Weitere Hinweise auf eine westwärts, beziehungsweise nordwestwärts gerichtete Bewegung bieten die von mir beschriebene NNO. verlaufende Störung zwischen Guggernüll und Einshorn, die einer Blattfläche entspricht,[1]) und die in Heim's »Profil durch den Nordabfall der Centralalpen«[2]) dargestellte Ueberstürzung des Adula-Massivs über die »Bündner Schiefer« der Zone des Briançonnais zwischen dem Zervreilahorn und Piz Aul.

So zeigt sich in den meridional streichenden Theilen der Ketten des Adula-Systems und der Oberhalbsteiner Alpen von der Julia bis zum Val Blegno mindestens viermal eine Ueberschiebung der älteren über jüngere Schichtglieder, geradeso wie in den südwärts gekrümmten Falten des Rhätikon. Im Adula-Massiv, wie im Rhätikon wird die Structur des Gebirges charakterisirt durch westwärts gerichtete, dachziegelförmige Ueberschiebung der einzelnen Schollen, deren jede die Schichtköpfe ihrer Gesteinsbänke nach Westen kehrt, während die Schichtflächen sich in der Regel nach Osten neigen.

Die Ketten des Adula-Systems und des Rhätikon sind die Stücke von Bogensegmenten, deren Krümmung gegen NW. gerichtet ist. Der Zusammenhang beider ist durch das von jüngeren Bildungen erfüllte Einsturzgebiet des Prättigau unterbrochen worden. Der Parallelismus im Streichen der Adula-Ketten mit den Faltenzügen der Oberhalbsteiner Alpen und der Arosa-Gruppe und die Uebereinstimmung in der Structur weisen dem Adula-System seine Stellung als ein Glied der nördlichen Triaszone der Ostalpen an.

Das Adula-System steht keineswegs, wie A. Böhm[3]) annahm, den Ostalpen seinem Streichen nach ganz fremd gegenüber. Wohl schneiden seine Ketten an der Zone des Veltlin und an jener der

---

[1]) »Geologische Studien im südwestlichen Graubünden«, l. c. p. 28 des Separatabdruckes.

[2]) A. Heim in »Länderkunde von Europa«, I. Th. »Die Schweiz«, p. 352.

[3]) A. Böhm, »Eintheilung der Ostalpen«, l. c. p. 344 u. 345.

Bernina scharf ab; desto enger jedoch ist der Zusammenhang mit den Oberhalbsteiner Alpen und der Arosa-Gruppe, deren Zugehörigkeit zu der nördlichen Kalkzone der Ostalpen durch den fortlaufenden Saum von Triasbildungen am Ostrande des Prättigau bestätigt wird.

Einen weiteren Beweis für die Zugehörigkeit des Adula-Systems zu den Ostalpen darf man wohl in der Thatsache erblicken, dass die ausgeprägte Discordanz zwischen den mesozoischen und paläozoischen Sedimenten in der Gruppe des Kalkberges bei Splügen und in den Oberhalbsteiner Alpen die Annahme einer prätriassischen Faltung dieses Gebirgsstückes nahe legt.[1]) Es tritt das letztere dadurch in einen weiteren Gegensatz zu der westalpinen Zone des Monte Rosa, die erst nach dem Ablaufe der mesozoischen Aera eine intensive Faltung erlitten hat.

Die von Studer aufgestellte Hypothese eines alten Ringgebirges, das in einem zu drei Viertheilen geschlossenen Oval Piemont umgab und dessen östlichstes, nach SO. gekrümmtes Bogenstück die Ketten des Adula-Systems darstellen sollen, kann nicht länger aufrecht erhalten werden. Ebensowenig ist die Deutung des abnormen Schichtstreichens in den letzteren als eine Schleppung grössten Maassstabes an den älteren Ostalpen im Sinne Böhm's (l. c. p. 340) zulässig. Das Adula-System ist überhaupt kein tektonisches Glied der Westalpen, sondern schliesst sich seiner Structur nach der nördlichen Triaszone der Ostalpen an.

Betrachtet man das Adula-System als ein Stück der nördlichen Kalkalpen, das während der Triasepoche zum Theile bereits ausserhalb des Gebietes der austroalpinen Meeresbucht lag, zum Theile durch eine grössere Faltungsintensität zu bedeutenderen Höhen aufgethürmt wurde, so dass die ehedem muthmaasslich weiter verbreiteten triassischen Sedimente bis auf einzelne Denudationsrelicte

[1]) Wenn C. Schmidt (»Zur Geologie der Schweizer Alpen.« Basel 1889, p. 29) die vollständige Concordanz triassischer und jurassischer Bildungen mit dem krystallinischen Grundgebirge in den inneren Theilen der Schweizer Alpen betont, so dürfte gerade die Gruppe des Rheinwaldhorns als ein Beispiel für diese Ansicht nicht glücklich gewählt erscheinen.

(Kalkberg, Pianazzo) der Zerstörung durch die erodirenden Kräfte anheimfielen, so erscheint die meridionale Streichrichtung seiner Ketten nicht auffallender als jene im Rhätikon oder in der nordwestlichen Ecke des Silvretta-Massivs.

Adula-System und Rhätikon sind nur Theile eines grossen, dem Rheinthale zugekehrten Bogens, der quer auf das Streichen der Westalpen vom Tessin bis zum Montavon sich erstreckt und die bogenförmige Krümmung der Westalpen um die piemontesische Ebene gewissermaassen wiederholt. Jene Homologie in der Anordnung der Massenerhebungen der krystallinischen Zonen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen, auf die E. v. Mojsisovics[1]) zuerst hinwies, ist keine rein morphologische, auf die oroplastischen Verhältnisse des Gebirges beschränkte Erscheinung, sondern in der Structur des letzteren begründet.

Die von A. Escher von der Linth, Studer, F. v. Richthofen und E. v. Mojsisovics wiederholt betonte Thatsache, dass die vorarlbergische Entwicklung der Trias innerhalb der Schweiz nirgends über die Ostalpen hinausgreife, findet in den obigen Darstellungen eine weitere Bestätigung. Die westlichsten, sichergestellten Triasbildungen in ostalpiner Entwicklung liegen in der Gruppe des Kalkberges bei Splügen auf einer Kette des Adula-Systems, das sich seiner Structur nach als ein charakteristisches Glied der Ostalpen erwies. Die westliche Verbreitungsgrenze der austroalpinen Trias fällt daher im Gebiete der Schweizer Alpen mit der tektonischen Grenze der Ostalpen thatsächlich zusammen.[2])

---

[1]) E. v. Mojsisovics, »Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien«. Wien 1879. p. 30, Anmerk.

[2]) Dass Triasbildungen in der den Ostalpen eigenthümlichen, pelagischen Entwicklung auch in den Westalpen nicht fehlen, kann nach den Erfahrungen, die Portis, Zaccagna, Kilian, Mattirolo u. A. innerhalb der letzten Jahre im französisch-italienischen Grenzgebiete gewonnen haben, wohl keinem Zweifel mehr unterliegen. Vermuthlich griff das mediterrane Triasmeer aus dem Gebiete der Lombardei, also von Osten her, in jene Region mit einer breiten Bucht ein, die sich vom Ligurischen Apennin bis zum Col Ferret und gegen Westen bis an den Innenrand der zur Triaszeit bereits gefalteten Zone des Montblanc erstreckt haben mag.

Einigermaassen verschieden liegen die Verhältnisse in Bezug auf die Grenze der Verbreitung des Jura und der Kreide in ihrer ostalpinen und helvetischen Facies. Die helvetische Entwicklung des Jura und der Kreide greift, wie E. v. Mojsisovics gezeigt hat, aus der Region der nordalpinen Kreide- und Flyschzone noch in ein Gebiet über, das seiner Structur nach entschieden zu den Ostalpen gehört. Die Grenzen beider Facies sind scharf ausgeprägt. Der Jura findet sich in seiner helvetischen Entwicklung nur am Südfusse des Rhätikon in der Umrandung des Prättigau und scheint innerhalb der Ostalpen ausschliesslich auf das Einsturzgebiet des letzteren beschränkt zu sein. Innerhalb der Triaskalkalpen nördlich und südlich vom Prättigau kennt man den Jura nur in seiner ostalpinen Ausbildungsweise. Schon die Zimbaspitze, nur fünf Kilometer vom Südfusse des Rhätikon entfernt, besteht aus Liasfleckenmergeln, die am Aussenrande des Triasgebirges mit dem Flysch der Zone des Bregenzerwaldes direct in Berührung treten. Ebenso ist nach den Beobachtungen von Theobald in den Kalkbergen der Oberhalbsteiner Alpen und des Engadin der Lias in seiner ostalpinen Ausbildungsweise, theils in der Facies der Algäu-Schiefer und Fleckenmergel, theils als Steinsberger-Kalk vertreten.

Während der Jura in seiner helvetischen Entwicklung nur am Aussenrande der Triaszone und des Silvretta-Massivs im Gebiete der nordalpinen Sandsteinzone und des Prättigau sich findet, liegen Kreideschollen von helvetischem Typus auch im Innern des Rhätikon (Sulzfluh, Drusenfluh) und auf dem krystallinischen Grundgebirge der Silvretta (Gauerthal, Gargellenthal). In der ganzen westlichen Hälfte der Lechthaler Alpen sind Kreideablagerungen nicht bekannt. Am Muttekopf bei Imst, wo östlich vom Montavon zum ersten Male wieder obere Kreide innerhalb der Triaszone auftritt, ist sie bereits in der Facies der Gosauschichten entwickelt.

Dieses Eingreifen helvetischer Kreidebildungen in das Innere der Triaszone im Rhätikon erscheint um so bemerkenswerther, wenn man sich den Gegensatz vor Augen hält, der zwischen der Ausbildung der oberen Kreide in der Flyschzone und der nördlichen Kalkzone

der Ostalpen vom Montavon bis Wien besteht und der durch das Hereinreichen der böhmischen Kreideentwicklung in die Flyschzone bis an den Nordrand der Kalkalpen bei Gmunden noch wesentlich verschärft wird.[1])

Die tektonische Grenze der Ostalpen stimmt wohl mit der Verbreitungsgrenze der austroalpinen Entwicklung der Trias, jedoch nicht mit derjenigen der Jura- und Kreidebildungen überein. Die letzteren greifen vielmehr, dem Senkungsfelde des Prättigau folgend, in ihrer helvetischen Entwicklung, allerdings nur auf einem relativ beschränkten Raume, in das Innere der Ostalpen ein.

---

[1]) E. v. Mojsisovics und U. Schlönbach, »Das Verhalten der Flyschzone zum Nordrande der Kalkalpen zwischen dem Traun- und dem Laudach-See bei Gmunden«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1868, p. 212.

V. Abschnitt.

Die Structur der Westalpen in ihren Beziehungen zum Gebirgsbau der Ostalpen.

Tektonische Elemente der Westalpen. — Concentrische Anordnung der Zone des Monte Rosa, des Briançonnais und des Montblanc. — Unterschiede im Gebirgsbau der krystallinischen Hauptzonen. — Der äussere Sedimentgürtel keine einheitliche Zone. — Selbstständiges Vortreten der einzelnen Faltenbogen. — Tektonische Homologie zwischen West- und Ostalpen. — Bogenförmiges Vortreten des Seegebirges, des Adula-Systems und des Rhätikon. — Sigmoide der nordostschweizerischen Kalkalpen im Rheinthal. — Grenze zwischen West- und Ostalpen. — Verschiedenheit des Vor- und Rücklandes. — Anschluss der Westalpen an den Apennin. — Beziehungen zu den Provençalischen Gebirgen. — Alte Massen des Vorlandes. — Anzeichen älterer Gebirgsfaltung. — Permische Faltungsphase. — Cretacische Faltungsphase. — Miocäne Faltungsphase. — Die Structur der Westalpen. — Schluss.

Die in den vorangehenden Abschnitten mitgetheilten Erfahrungen über die Structur der Westalpen lassen die nachfolgenden Grundlinien in dem Bauplane der letzteren erkennen.

Zwei grosse, concentrisch angeordnete Zonen legen sich bogenförmig um die piemontesische Ebene und wenden ihre convexe Aussenseite nach Südwesten, Westen und Norden. Diese beiden Hauptzonen der Westalpen sind ausgezeichnet durch das Hervortreten krystallinischer Gesteine. In der südöstlichen, inneren, der Ebene des Piemont unmittelbar anliegenden Zone des Monte Rosa bilden die krystallinischen Gesteine einen zusammenhängenden Gürtel. In der äusseren Hauptzone, derjenigen des Montblanc erscheinen sie dagegen nur in der Gestalt inselförmiger, isolirter Centralmassive, die innerhalb einer Decke von jüngeren Sedimenten sichtbar werden.

Man kann die Zone des Monte Rosa als die Zone der geschlossenen, jene des Montblanc als die Zone der aufgelösten Centralmassen bezeichnen.

In der Zone des Monte Rosa treten die tiefsten Glieder der krystallinischen Schieferreihe nahe dem Rande der Ebene als die Kernmassen grosser, verhältnissmässig einfach gebauter Gewölbe zu Tage. Sie bilden hier jenen halbkreisförmigen Zug, den schon Desor unter dem Namen »Gürtel des Piemont« kannte, und der die Centralkerne der Riparia Macra oder der Cottischen Alpen, des Gran Paradiso, des Monte Rosa, der Mischabel und des Tessin umfasst. Die Grenze dieses Zuges gegen die piemontesische Ebene ist ein Bruchrand, die Ebene selbst ein Senkungsfeld auf der concaven Innenseite der Westalpen.

Eine secundäre Aufwölbung der krystallinischen Gesteine findet ferner an dem convexen Rande der Zone des Monte Rosa, jedoch nur innerhalb der westlichen Hälfte derselben statt. Durch diese Aufwölbung werden in den Centralmassen der Vanoise, des Mont Pourri und Grand Combin nochmals tiefere Glieder der krystallinischen Schichtserie an die Oberfläche gebracht. Wenn auch die Aufwölbungen keineswegs eine genügende Intensität besitzen, um so alte Bildungen wie in den dem Gürtel des Piemont entsprechenden Centralkernen sichtbar werden zu lassen, so spielen sie doch ihrer Umgebung gegenüber nicht minder die Rolle von Centralmassen, für welche der von Desor aufgestellte Collectivname »Gürtel des Wallis« auch heute noch in beschränktem Sinne Anwendung finden mag.

Die Einfachheit und Regelmässigkeit des Baues der Zone des Monte Rosa gelangt in dem südwestlichen Theile derselben am entschiedensten zum Ausdruck. Cottische Alpen und Gran Paradiso sind der Typus grosser, nur von Störungen localer Art betroffener Gewölbe. Ebenso regelmässige, weit gespannte Antiklinalen sind nach Lory's Mittheilungen die der Centralmasse des Gran Paradiso im Westen vorgelagerten Massive des Mont Pourri und der Vanoise, deren krystallinische Wölbungen concordant aufgelagerte Schichtkuppeln von mesozoischen Kalken krönen.

Complicirter gestalten sich die Lagerungsverhältnisse in dem östlichen Abschnitt der Zone des Monte Rosa. Steile Aufrichtung der Schichten und nordwärts gerichtete Ueberschiebungen charakterisiren hier die nördlichen, Flexuren und Brüche die südlichen Randpartien. Während die Ueberschiebungen am Nordsaume sich als Ueberfaltungen darstellen, bei denen, wie in der Ueberschiebung von Goglio, selbst noch der Gewölbeschenkel der überkippten Falte erhalten ist, sind die Störungen am Südrande Senkungsbrüche, die mit einem Absinken des Gebirges gegen den an der Grenze zwischen den West- und Ostalpen eingebetteten Amphibolitzug von Ivrea verbunden waren. Auch hier jedoch ist die an Ausdehnung überwiegende, centrale Region nach demselben einfachen Grundplane wie die ganze westliche Hälfte der Zone des Monte Rosa gebaut. Das Ellipsoid des Monte Rosa selbst, die schöne Antiklinale der Antigorio-Gneisse im Profile des Simplon und die schwebende Gneissmasse im mittleren Tessin mögen als Beispiele dienen.

So zeigt die Zone des Monte Rosa in ihrem östlichen Theile gewissermaassen im Kleinen die normale Structur eines einseitig gebauten (heteromorphen) Faltengebirges: intensive Faltung und Ueberschiebung an dem convexen Aussenrande, flache oder antiklinale Lagerung in der Mitte und Brüche und Absenkungen an der concaven Innenseite.

Dagegen lehrt die Tektonik der Zone des Montblanc, dass die letztere, wenigstens soweit das krystallinische Grundgebirge in Betracht kommt, durchaus eine Region sehr intensiver Faltung war. Schon E. v. Mojsisovics[1]) hat darauf hingewiesen, dass die aus der Lateralpressung innerhalb der Centralmassen hervorgegangene Fächerstructur ein bezeichnendes Merkmal der äusseren krystallinischen Ketten der Alpen bildet. Die Ergebnisse neuerer Untersuchungen haben in der That erwiesen, dass die eigentliche Fächerstructur der Centralmassive in den Westalpen auf die Zone des Montblanc beschränkt erscheint, indem die bisher von Gerlach als Fächerstructur

[1]) E. v. Mojsisovics in Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1871, p. 362.

gedeutete Bankung der Arolla-Gneisse im mittleren Wallis nicht die wahren Lagerungsverhältnisse der Schichten zum Ausdruck bringt.

Die Zone des Montblanc umfasst acht grössere Centralmassen: Seealpen, Massiv des Pelvoux oder von Oisans, Massiv von Belledonne, Grandes Rousses, Montblanc, Aiguilles Rouges, Aarmassiv und Gotthard-Massiv, daneben noch mehrere kleinere krystallinische Kerne von untergeordneter Bedeutung, wie jenen des Rocheray, die Massen von Arpille, Mégève u. A. Echte Fächerstructur ist deutlich ausgeprägt in den krystallinischen Gesteinen des Oisans-Massivs, des Aarmassivs und des Gotthard-Massivs, zweifelhaft im Montblanc-Massiv. Soweit als die Tektonik des Grundgebirges in Frage kommt, sind die Centralmassen der Zone des Montblanc einheitlich gebaut. Eine Verschiedenheit in der Structur zwischen der südwestlichen und nordöstlichen Hälfte derselben macht sich jedoch insoferne geltend, als im Gebiete des Aarmassivs noch sehr intensive posteocäne Faltungen stattgefunden haben, während in den dem französischen Antheil der Zone zugehörigen Centralmassen nach den Beobachtungen von Lory postjurassische Störungen vorwiegend in der Entstehung grosser Längsbrüche ihren Ausdruck fanden.

Wir werden auf diesen Unterschied im Gebirgsbau jener beiden Abschnitte innerhalb der Zone des Montblanc an anderer Stelle zurückkommen.

Zwischen den durch das Hervortreten ausgedehnter krystallinischer Centralmassen ausgezeichneten Hauptzonen der Westalpen läuft eine schmale, aber ununterbrochene Zone aus dem ligurischen Apennin dem Ostrande der Seealpen entlang durch das Briançonnais, die Berge der Maurienne, Tarentaise, die Ferret-Thäler, das Rhônethal, über den Nufenen Pass, durch Val Bedretto und Val Piora zur Passhöhe der Greina und durch das Lungnetz bis in das Thal des Vorderrheins. Sie ist in den vorangehenden Detailschilderungen als »Innere Kalk- und Schieferzone der Westalpen« oder als »Zone des Briançonnais« bezeichnet worden. An der Zusammensetzung dieser Zwischenzone sind vorwiegend carbonische, permische und triassische Bildungen (letztere auch in pelagischer Entwicklung) betheiligt. Im

Gebiete des Briançonnais und der Maurienne spielen überdies jurassische Sedimente (Calcaire du Briançonnais zum Theil) und eocäne Nummulitenkalke eine hervorragende Rolle. Vom Nufenen Pass bis zum Vorderrhein treten krystallinische Gesteine von noch nicht genügend sichergestelltem Alter und fossilführender Lias hinzu.

Auch die Zone des Briançonnais ist wohl zum überwiegenden Theile eine Region intensiver Faltung. Sie ist vom Kleinen St. Bernhard bis zum Nufenen Pass an ihrem inneren Rande von den krystallinischen Gesteinen der Zone des Monte Rosa überschoben, desgleichen an ihrem östlichen Ende von jenen des Adula-Massivs. Im Val Bedretto ist sie auch von Norden her durch den Gotthardfächer überschoben, so dass ihr östlicher Abschnitt sich in seinem Bau als durchaus abhängig von der Structur der beiden anliegenden Hauptzonen erweist. Auch an dem Südrande des Aarmassivs schneidet sie mit einer Bruchlinie ab, die in der Störung des oberen Rhônethales, Urseren- und Vorderrheinthales ihre Fortsetzung findet.

Ein Profil durch die Zone des Briançonnais an der Ostseite des Montblanc-Massivs zeigt eine gegen NW. überkippte Falte. Im Briançonnais selbst erscheint die Tektonik derselben durch grosse Längsbrüche beherrscht, die aber wohl kaum ausschliesslich als Senkungsbrüche gedeutet werden können, sondern vielfach mit Faltungen und Ueberschiebungen des östlichen über den westlichen Gebirgsflügel verbunden sind. Am Colle dell' Argentera, wo ihre Breite stark reducirt ist, stellt sie sich als eine blosse Dependenz des westlichen Gewölbeschenkels der Cottischen Alpen dar. Oestlich vom Colle di Tenda endlich entspricht sie neuerdings einer Zone ausgeprägter Faltungen.

Die Zonen des Monte Rosa, des Briançonnais und des Montblanc beschreiben concentrische Curven, die sich von der ligurischen Küste über die ganzen Westalpen ununterbrochen bis zur Ostgrenze der letzteren erstrecken. Anders liegen die Verhältnisse für die äusseren, sedimentären Zonen der Westalpen. Sie bilden keineswegs einen einheitlichen, zusammenhängenden Gürtel, wie etwa die nördliche Triaszone der Ostalpen, sondern es scheint vielmehr eine Zone

die nächstfolgende gewissermaassen abzulösen. Ihnen allen gemeinsam ist der mehr oder minder energische Faltenbau und die Zusammensetzung aus vorwiegend jurassischen, cretacischen und tertiären Bildungen, während triassische Sedimente mit Ausnahme der rhätischen Stufe nur in beschränktem Maasse und in der mitteleuropäischen Entwicklung vertreten sind.

Zuerst springt der mesozoische und alttertiäre Gürtel der Seealpen selbstständig gegen SW. vor. Dann folgt, dem starken Hervortreten des Pelvoux-Massivs entsprechend, in breiter Umwallung des letzteren die Kalkalpenzone des Dauphiné. Die SW. gerichteten Störungen der Faille de St. Geniez, Faille d'Esparron und Faille du Caire markiren die Region der Schaarung der Aussenfalten der beiden Gürtel. Die Kalkzone des Dauphiné beschreibt einen vollen Halbkreis um das Pelvoux-Massiv, indem ihre Ketten von der südlichen Umrandung desselben aus einer rein W.—O. verlaufenden Streichrichtung über SO. und NS. an der Aussenseite des Massivs von Belledonne zuletzt wieder in das Hauptstreichen der Zone des Montblanc einlenken.

Während die Curve des Aussenrandes der Kalkalpenzone des Dauphiné aus der Ebene des Rhônethales allmälig gegen NO. zurückweicht, dringt an ihrer Stelle ein neues Glied der Westalpen, das Juragebirge, bogenförmig gegen den Zusammenfluss des Rhône und der Saône vor. Die südlichsten Ausläufer des Juragebirges schliessen unmittelbar an die äusseren Falten der Kalkzone des Dauphiné im Westen der Störungslinie Voreppe-Rencurel an oder gehen vielmehr aus diesen selbst hervor. Die Falten des Jura zeigen zunächst parallel jenen der Grande Chartreuse entlang der »Faille de Voreppe« SSW.—NNO.-Streichen; schon zu beiden Seiten des Lac de Bourget aber nehmen sie eine meridionale Richtung an und beschreiben weiterhin im Gebiet des Ain ebenfalls eine flach geschwungene Curve, die ihre Convexität dem französischen Centralplateau zukehrt. Während die inneren Ketten der »Région des hautes chaînes« schon westlich vom Genfer See wieder in eine nordöstliche Streichrichtung übergegangen sind, hält innerhalb der äusseren Kettenzone der »Région

du vignoble« ein annähernd meridionales Streichen noch bis in die Gegend von Lons-le-Saunier an und vollzieht sich eine Umbeugung desselben gegen Osten erst unter dem stauenden Einfluss der Gneissmasse der Serre bei Dôle.

So sehen wir den sedimentären Gürtel der Zone des Montblanc drei festonartig aneinandergereihte Faltenbogen gegen den Aussenrand des Gebirges vorschieben. Am stärksten tritt die Umwallung des Pelvoux-Massivs vor. Ihre Ketten blicken gegen S., SW., W. und NW. Die Umrandung der Seealpen richtet die convexe Seite ihrer Krümmung gegen SW. Etwas flacher verläuft die Curve des Juragebirges, aber die vielfache Ueberschiebung und Zerknitterung seiner Falten am Aussenrande zwischen Besançon und Lons-le-Saunier lässt vermuthen, dass diese Abflachung nicht in der ursprünglichen Anlage des Gebirgsbogens begründet war, sondern durch ein äusseres Hinderniss, die gegenüberstehende, ältere Gneissmasse von Dôle bewirkt wurde, wie dies schon vor nahezu zwanzig Jahren Jourdy[1]) auf das Bestimmteste ausgesprochen hat.

Der Jura ist so gut ein Glied der Westalpen wie die Kalkzone des Dauphiné, mit deren äusseren Ketten er in den Montagnes de Royans zusammenhängt. Nichtsdestoweniger erscheint er den übrigen Zonen des Gebirges gegenüber gewissermaassen als ein selbstständig gewordener, abgelöster Zweig der Westalpen, der sich nicht dem Streichen des Hauptstammes angepasst hat. Es verhält sich aber der Jura als ein Gebirge seiner Structur nach zu den Alpen nur wie eine einzelne, sedimentäre Zone innerhalb der letzteren.

Während die Aussenfalten der Kalkzone des Dauphiné in die Streichrichtung des Juragebirges einlenken, schmiegt sich die Hauptmasse des Kalkgürtels auch weiterhin der Zone des Montblanc an. Von Rencurel über Voreppe bis Chambéry bezeichnet bereits eine scharfe Bruchlinie die Grenze gegen den Jura. Nordöstlich von Chambéry tritt sodann das Molassevorland der schweizerischen Hochebene

---

[1]) E. Jourdy, »Orographie du Jura Dôlois«. Bull. Soc. géol., sér. 2, t. XXIX, 1871/72, p. 336.

mit allmälig zunehmender Breite zwischen das Juragebirge und den Hauptstamm der Westalpen.

Die Falten der Kalkzone des Dauphiné wenden ihr Streichen im Gebiete der Arve stark gegen Osten. Zugleich erscheint die Breite der Zone auffallend reducirt. Die Ketten des Chablais und Faucigny bilden nicht die Fortsetzung derjenigen, die am linken Ufer der Arve das südwestliche Savoyen durchziehen und das Bergland der Bauges, des Fier und der Borne zusammensetzen. Diese enden vielmehr an der Arve zwischen Bonneville und Sallanches. Nur ein Theil derselben kehrt, aus seiner normalen Streichrichtung nach Osten gedrängt, in dem Zuge der Kalkhochalpen wieder, die das krystallinische Massiv der Aiguilles Rouges an seinem westlichen Rande begleiten. Jenseits des Rhônethales steigt dieser sedimentäre Kalkmantel auf das nördliche Ende der Centralmasse der Aiguilles Rouges und die Kalkzone des Dauphiné erlischt von da ab als ein selbstständiges Gebirgsglied, indem sie mit der Zone des Montblanc zu einer tektonischen Einheit verschmilzt.

Erst mit dem Hervortreten des Aarmassivs aus der sedimentären Decke, die zwischen der Dent de Morcles und dem Lötschen Pass den krystallinischen Untergrund verhüllt, macht sich abermals ein selbstständiger Randgürtel von jüngeren Schichtbildungen am Nordsaume der Zone des Montblanc geltend. Dieser Gürtel, ein tektonisches Aequivalent der Kalkzone des Dauphiné, bildet die Kalkalpen der Mittel- und Nordostschweiz, überschreitet zwischen Mayenfeld und St. Margarethen das Rheinthal, schmiegt sich im Bregenzerwald mit einer sigmoiden Beugung an die nördliche Triaszone der Ostalpen an und findet seine weitere tektonische Fortsetzung in der ostalpinen Flyschzone.

Zwischen der Arve und Limmat erscheint eine neue, selbstständige Zone derjenigen des Montblanc und ihrem randlichen Kalkgürtel, den Kalkalpen des Dauphiné und der Nordostschweiz vorgelagert. Es ist die Zone des Chablais, die in drei, in der Richtung von SW. nach NO. aneinandergereihten Faltenbogen, jenem des Chablais, der Waadtländer und Freiburger Alpen und der äusseren Kalkkette

der Urschweiz mit den Alpen des Entlebuch, dem Pilatus und Aubrig, gegen die schweizerische Hochebene vorspringt. Den inneren Rand dieser Zone begleitet ein den Krümmungen der einzelnen Faltenbogen entsprechend muldenförmig sich erweiternder Streifen von Flysch, der durch das Hervortreten einer Aufbruchslinie älterer Klippen als eine Störungsregion gekennzeichnet wird.

Die Stellung der Zone des Chablais ist eine durchaus eigenartige. Weder im SW. über die Arve, noch im NO. über die Limmat hinaus findet sich eine Fortsetzung derselben.

Den äusseren Saum der Westalpen bildet von Aix-les-Bains bis zum Rheinthal das gefaltete Molassevorland, dessen nördliche Antiklinallinie bei Genf den jurassischen Aufbruch des Salève enthüllt und erst jenseits des Rheins in dem Zuge des Hauchenberges am Iller erlischt.

Den beiden krystallinischen Hauptzonen der Westalpen, sowie der zwischen denselben eingeschlossenen Zone des Briançonnais steht im Osten ein zweiter Gebirgsbogen gegenüber, der gleich der Umwallung der piemontesischen Ebene ebenfalls gegen SO. geöffnet ist. Innerhalb dieses Gebirgsbogens, der den westlichen Flügel der Ostalpen bildet, lassen sich nachfolgende tektonische Elemente unterscheiden:

1. Die südliche, aus mesozoischen und tertiären Bildungen zusammengesetzte Kalkzone, die von der Sesia ostwärts den Rand des Gebirges gegen das lombardische Tiefland bezeichnet und der Judicarien-Linie entlang durch die Etschbucht tief in das Innere der Alpen eingreift.

2. Die Zone des Veltlin. Sie beginnt zwischen Andorno und dem Lago Maggiore im Seegebirge mit der antiklinal gebauten Masse der sericitischen Strona-Gneisse und dem Glimmerschiefergebiet von Orta. Das Streichen derselben ist zuerst SW.—NO. gerichtet, geht östlich vom Lago Maggiore mit einer halbkreisförmigen Wendung in ein westöstliches über und hält in diesem Sinne durch die Bergamasker Alpen bis zur Judicarien-Linie an, worauf abermals ein Abschwenken gegen NNO. erfolgt.

3. Der Amphibolitzug von Ivrea. Er begleitet als ein schmaler, aus theils eruptiven, theils geschichteten Hornblendegesteinen bestehender Zug die Zone des Veltlin mit gleichem Streichen von Ivrea bis zum Unterlaufe der Adda. Die Umrandung dieses Amphibolitzuges bilden Grabenbrüche, und der letztere selbst verhält sich seiner Umgebung gegenüber wie ein gesenkter Streifen der Erdrinde.

4. Die Zone der Bernina, das krystallinische Gebiet im Norden des Amphibolitzuges von Ivrea zwischen diesem, dem Val Mesocco, dem Passo della Forcola und dem nördlichen Gehänge des Bergell (Maira-Massiv), ferner das Bernina-Gebirge und die Livigno-Alpen umfassend.

5. Die vielfach gefaltete mesozoische Mulde zwischen dem Unter-Engadin und dem Ortler.

6. Die Zone der Silvretta, mit den theils aus älteren, krystallinischen Gesteinen, theils aus eruptiven Graniten bestehenden Massiven des Gravesalvas-Zuges, Piz d'Err und Piz Ot beginnend.

7. Die nördliche Triaszone der Ostalpen, die Arosa-Gruppe und das Adula-System zwischen dem Val Blegno und Oberhalbstein. Diese drei Gebirgsglieder bilden eine nur durch das jüngere Einsturzgebiet des Prättigau unterbrochene tektonische Einheit.

Aehnlich wie der Aussenrand der Westalpen gegen die provençalischen Gebirge und das Rhônethal, dringt auch der westliche Aussenrand des ostalpinen Bogenstückes, dessen tektonische Elemente hier aufgezählt wurden, in drei halbkreisförmig gekrümmten Curven gegen NW. vor.

Das erste Kreissegment bildet die westliche Hälfte der Zone des Veltlin im Seegebirge und der Amphibolitzug von Ivrea von der Po-Ebene bis Bellinzona. Das zweite entspricht dem Adula-System, dessen Ketten unter einem rechten Winkel auf den Amphibolitzug von Ivrea stossen, ähnlich wie die Aussenfalten der Kalkzone des Dauphiné auf den mesozoischen Gürtel der Seealpen in der Faille de St. Geniez und Faille du Caire. Das dritte beschreibt der Rhätikon, dessen Anschluss an das Adula-System durch den Einbruch des Prättigau verhüllt wird.

Es besteht eine ausgesprochene tektonische Homologie zwischen den Westalpen und der westlichen Hälfte der Ostalpen. Beide beschreiben mehr oder weniger nach NW. gerichtete, schräge an einander gelegte Bogen. Jener der Westalpen umschliesst im SO. das piemontesische Senkungsfeld, jener der Ostalpen die Etschbucht. Der bogenförmigen Krümmung der gesammten Westalpen an ihrem westlichen Ende entspricht die scharfe Umbiegung des Streichens in dem nördlichen Theile des Silvretta-Massivs, die Knickung der Zone des Veltlin am Tonalitstock des Adamello, der Verlauf der Judicarien-Linie, die Streichrichtung des Etschbuchtgebirges und selbst noch jenseits der Etsch die Anordnung der triassischen Vulcane von Recoaro-Schio und im Avisio-Gebiete entlang einer dem Westrande der Etschbucht parallel verlaufenden Linie.

Diese Thatsache, deren Bedeutung zuerst von E. v. Mojsisovics[1]) erkannt wurde, ist für die Beurtheilung der tektonischen Beziehungen zwischen Ost- und Westalpen maassgebend.

Keine der beiden durch das Hervortreten krystallinischer Centralmassen ausgezeichneten Hauptzonen der Westalpen findet in den Ostalpen eine Fortsetzung.

Die Zone des Montblanc endet am Rheine gegenüber dem Senkungsfeld des Prättigau und den quer auf das Streichen des Aarmassivs gerichteten, meridionalen Ketten des Rhätikon. Die Zone des Monte Rosa trifft im Val Blegno und am Tessin zwischen Biasca und Claro in der Antiklinale des Pizzo Lucomagno, der Wölbung des Monte di Sobrio und der Hauptmasse des Tessiner Gneissgebietes auf die ebenfalls querüber stehenden Meridianketten des Adula-Systems. Die Antiklinale des Pizzo Lucomagno und die flache Wölbung des Monte di Sobrio laufen zwischen Biasca und Olivone allmälig gegen Osten aus, während das Tessiner Massiv an jenem der Adula scharf abschneidet. Gegen den Amphibolitzug von Ivrea sinkt das Tessiner Massiv an Flexuren oder Staffelbrüchen ab, und der

[1]) E. v. Mojsisovics, »Die Dolomitriffe etc.«, p. 528 ff.

Amphibolitzug selbst, sowie die südlich anschliessende Zone des Veltlin und der mesozoische Gürtel der Luganer und Bergamasker Alpen bleiben ausserhalb der Streichrichtung der Zone des Monte Rosa.

Wie die beiden Hauptzonen der Westalpen findet auch die zwischen denselben eingeschlossene und vom Nufenen Pass ostwärts an Breite erheblich reducirte Zone des Briançonnais an dem schräge gegenüberliegenden Bogen der Ostalpen ihr Ende. Sie erlischt in der Gegend von Reichenau im Rheinthal, doch ist ihre Grenze gegen das Adula-System östlich vom Valser Rhein noch nicht mit hinreichender Sicherheit festgestellt.

Die Kalkalpenzone der Nordostschweiz mit dem vorliegenden, gefalteten Molassestreifen ist die einzige, die ohne eine Unterbrechung zu erleiden, über den Rhein in die Ostalpen fortsetzt und durch das Kreide- und Flyschgebiet des Bregenzerwaldes in die ostalpine Sandsteinzone übergeht.

Indem die Kalkalpenzone der Nordostschweiz den Rhein überschreitet, wird sie durch die in ihrem Rücken nach Norden vortretende Triaszone gegen NO. gedrängt und vollzieht auf diese Weise jene sigmoide Beugung im Streichen, auf die schon E. Suess[1]) als ein bezeichnendes Merkmal für das Vortreten eines Gebirgstheiles gegen den anderen am Aussenrande der Alpen aufmerksam gemacht hat. Auch in dem Verlaufe der Antiklinale der Molasse zeigt sich noch eine solche sigmoide Curve, jedoch von beträchtlich geringerer Intensität der Krümmung, einer Abschwächung der Stauung gegen den äusseren Rand des Gebirges entsprechend. Diese sigmoide Beugung im Streichen der Kalkalpenzone der Nordostschweiz und der Antiklinale der Molasse erscheint gewissermaassen als der letzte Effect der grossen halbkreisförmigen Wendung, die sich innerhalb der Ostalpen um die Concavität der Etschbucht vollzieht.

Die tektonische Grenze zwischen den Ost- und Westalpen erweist sich auf Grund der vorangestellten Erfahrungen als viel schärfer

[1]) E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, II. Th., p. 119.

ausgeprägt, als dies die bisherigen Darstellungen der Structur des Alpengebirges erkennen liessen.

Diese Grenze folgt von der Störungslinie Kempten—Nesselwang —Pfronten bis zum Rheinthal dem Contact der Flysch- und Kreidezone des Bregenzerwaldes und der nördlichen Triaszone der Ostalpen, dann dem Rheinthal bis in die Nähe von Reichenau. Sie zieht von dort über den Ausgang des Safienthales in das Lungnetz und südlich vom Piz Aul (3124 m) und Piz Terri (3151 m) in das Val Blegno. Vom Südfusse des Rhätikon bis Reichenau ist die Grenze durch den Westrand des Prättigau-Senkungsfeldes, von Reichenau bis Olivone durch den Contact der Zone des Briançonnais und des Adula-Systems markirt. Von Olivone bis Biasca fällt sie mit dem Val Blegno, weiterhin bis Claro mit dem Tessinthal, beziehungsweise der Scheidelinie zwischen dem Adula-System und der Zone des Monte Rosa zusammen. Ihr weiterer Verlauf wird durch den Aussenrand des Amphibolitzuges von Ivrea bezeichnet, der von Locarno bis Ivrea zwar in der Physiognomie der Landschaft als ein von seiner Umgebung wesentlich verschiedenes oroplastisches Element zur Geltung kommt, sich jedoch orographisch von der letzteren nur in sehr unvollkommener Weise absondert. Die Ortschaften Intragna, Finero, Vogogna, Campello, Cervatto, Scopello, Tavigliano, Sordevolo, Ivrea, Lessolo und Cuorgné können als Anhaltspunkte für die Führung der Grenzlinie zwischen der Zone des Monte Rosa und den Ostalpen im Westen des Lago Maggiore bis zur Po-Ebene dienen.

Eine Betrachtung des Aussenrandes der Alpen lehrt, dass verschiedene tektonische Elemente sich an dem Aufbau desselben betheiligen. Zuerst im Westen gegen die provençalischen Gebirge und das französische Centralplateau die drei festonartig aneinander gereihten Faltenbogen der Umwallung der Seealpen, der Kalkzone des Dauphiné und des Jura; dann im Norden, von Aix-les-Bains bis zum Leier, der schmale, gefaltete Streifen der Molasse, deren Rückland anderseits wieder zuerst die Kalkzone des Dauphiné von der Senke bei Chambéry bis zur Arve, hierauf die Zone des Chablais von der Arve bis zur Linth, endlich die Kalkzone der Nordostschweiz bilden.

Die letztere und deren tektonische Fortsetzung, die Flyschzone d. Ostalpen, stellen weiterhin jenseits des Iller bis Wien den nördlich. Randgürtel der Alpen dar.

Ziehen wir die Summe aus diesen einzelnen Angaben, so ze. sich, dass die von Suess[1]) vertretene Auffassung des Aussenrand. der Alpen als einer einheitlichen und stetigen Curve insoferne ei. Modification erfährt, als keine zusammenhängende Zone den äusse. Saum der Alpen begleitet, sondern verschiedene Zonen sich wechs. seitig in dieser Function ablösen. Der Grundgedanke der Auffassu. von Suess (l. c. p. 350), dass der Aussenrand der Alpen im Gege. satz zur Innenseite derselben einheitlich gebaut sei, bleibt nich. destoweniger in voller Geltung bestehen. Die Faltenbogen des me. zoischen Gürtels der Seealpen, der Kalkzone des Dauphiné, d. Juragebirges, der Ketten des Chablais, die flachgeschwungene Cu. der Antiklinale der Molasse, die Sigmoide der nordostschweizerisch. Kalkzone am Rhein, sie alle kehren ihre convexe Seite dem Vorla. der Alpen zu, und der äussere Umriss der letzteren folgt dem V. laufe der einzelnen Faltenzüge. Der concave Innenrand der We. alpen erscheint dagegen unabhängig von dem Streichen der ve. schiedenen Gebirgszonen, die er unter einem spitzen Winkel schneid. Nicht der Verlauf der Falten, sondern der Bruchrand eines Senkun. feldes ist hier für den Umriss bestimmend.

Wie die Westalpen mit den Ostalpen durch die Kalkzone d. Nordostschweiz und die ostalpine Flyschzone, die beide einer te. tonischen Einheit entsprechen, in Verbindung treten, so wird e. Anschluss der Westalpen an den Apennin im ligurischen Küste. gebiete durch die Zone des Briançonnais vermittelt. Die Zone d. Briançonnais setzt über das südliche Ende der Cottischen Alpen bi. Cuneo hinaus ohne eine Unterbrechung in den ligurischen Apenn. fort, indem sie eine vollständige Drehung in ihrem Streichen vollzie.

Der nordwärts blickende Bogen des Apennin bei Genua verh. sich zu jenem der Westalpen gewissermaassen, wie der obere Ga.

[1]) E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, I. Th., p. 311.

eines Schraubengewindes zu dem nächst tieferen. Die Zone des Monte Rosa taucht bei dieser Drehung unter die Falten des Apennin hinab, der den inneren Theilen der Westalpen gegenüber sich in gleicher Weise als eine höher liegende Schuppe des Erdkörpers darstellt, wie der Aussenrand der Westalpen selbst wieder gegenüber dem Vorlande im Westen und Norden. [1])

Die schon im Jahre 1872 von E. Suess [2]) ausgesprochene Vermuthung, »dass die versunkene tyrrhenische Axe des Apennin als die wahre tektonische Fortsetzung der im Bogen gekrümmten Axe der Alpen selbst anzusehen sei«, erfährt durch den von Zaccagna, Issel, Mazzuoli, Portis u. A. erbrachten Nachweis eines tektonischen Zusammenhanges der Zone des Briançonnais mit dem ligurischen Apennin eine weitere Begründung. Insoferne die Schichtfolge als ein Zeichen tektonischen Zusammenhanges gelten darf, deutet sie in dem Rückland des Apennin, auf Elba und Corsica, in der That auf die Zone des Montblanc. Auch auf Elba und Corsica fehlt die Trias in mariner Entwicklung, geradeso, wie in den Centralmassen des Dauphiné und beginnt die Transgression über dem älteren Gebirge mit der rhätischen Stufe. Ebenso fehlt auf beiden Inseln die gesammte Kreide und transgredirt das Eocän über älteren Gesteinen, wie am südlichen Rande des Oisans-Massivs.

Anderer Art sind die Beziehungen der Westalpen zu den Provençalischen Gebirgen, deren Falten sich um das Massiv der Montagnes des Maures und des Esterel gruppiren und, wie Bertrand gezeigt hat, eine nordwärts gerichtete Bewegung erfahren haben. Ein Uebergang dieser provençalischen Faltungen in die gegen S. und SW. gewendeten Aussenfalten der Seealpen und der Kalkalpen des Dauphiné findet nicht statt, vielmehr stehen beide Falten-

[1]) Die Tertiärhügel von Casale und Turin sind eine dem Bogen des Apennin parallel streichende, secundäre Welle innerhalb des Senkungsfeldes der Po-Ebene, das die Falten des Apennin überschieben. Sie schliessen sich ihrer tektonischen Stellung nach den letzteren an. Man könnte sie als Parma's im Sinne von Suess (Antlitz der Erde, I. Bd., p. 774) bezeichnen.

[2]) E. Suess, »Ueber den Bau der italienischen Halbinsel«. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, LXV, 1872, p. 5 des Separatabdruckes.

züge dort, wo sie, wie beispielsweise in der Montagne de Lure, in unmittelbare Berührung treten, einander schroff gegenüber. Zwischen der nach Norden überschobenen Hauptantiklinale der Chaîne de Lure und der südwärts geneigten Nordanticlinale derselben geht die Grenze von zwei selbstständigen Gebirgssystemen hindurch, der Alpen und der Pyrenäen.

Die Bedeutung der älteren Massen des nördlichen Vorlandes für den Verlauf des Umrisses der Alpen ist von Suess in so eingehender Weise erörtert worden, dass ich seinen Darstellungen in dieser Richtung nur sehr wenig hinzuzufügen habe.

Soweit eine solche Abhängigkeit der Streichrichtung der Falten von der Beschaffenheit des Vorlandes erkennbar ist, tritt dieselbe in den Ostalpen in ungleich höherem Maasse als in den Westalpen hervor. Stauungserscheinungen, wie sie das südliche Ende der böhmischen Masse innerhalb der Ostalpen bedingt, begegnet man in den Westalpen nirgends. Der stauende Einfluss der Serre bei Die, der Vogesen und des Schwarzwaldes bleibt auf den vom Hauptstamme der Westalpen abgeirrten Zweig des Juragebirges beschränkt. In letztere bietet allerdings ausgezeichnete Beispiele einer erzwungenen Anpassung der Falten an die denselben vorliegenden fremden Massen. Innerhalb der Westalpen selbst jedoch entwickeln sich die einzelnen Faltenbogen frei und unbeeinflusst durch das Vorland.

Auch im Angesichte des französischen Centralplateaus ist eine Ablenkung der Falten aus ihrer normalen Streichrichtung nicht zu beobachten. Die Curve, die der Aussenrand der Kalkzone des Dauphiné demselben gegenüber beschreibt, ist nicht minder regelmässig als die äussere Umwallung der Seealpen oder die Bogensegmente der Randketten innerhalb der Zone des Chablais. Ja, die einzelnen Falten sind in den Montagnes de Royans und dem Vercors sogar weniger dicht aneinander gedrängt und seltener von Wechselflächen durchschnitten als in dem nordöstlich anschliessenden Gebiete der Grande Chartreuse.

Diese Thatsache, dass die Falten der Kalkzone des Dauphiné sich nicht gegen das französische Centralplateau stauen, sondern

vielmehr abflachen, steht, wie bereits Frech [1]) hervorhob, auch der Ansicht A. de Lapparent's,[2]) dass die wesentlichste Hebung des französischen Centralplateaus gleichzeitig mit der jüngsten Faltung der Alpen als »contrecoup« der letzteren erfolgt sei, entgegen.

In dem vorstehenden Abschnitte sind die tektonischen Beziehungen zwischen den West- und Ostalpen bisher ohne Rücksicht auf das historische Moment der geologischen Entwicklungsgeschichte beider Gebirge erörtert worden.

Es wurde gezeigt, wie einzelne Zonen derselben durch gemeinsame Merkmale des Baues und die Einheitlichkeit ihres Streichens ausgezeichnet erscheinen, während andere, und zwar gerade die durch ihre Ausdehnung, die Höhe und Mächtigkeit ihrer Ketten, sowie durch das Hervortreten krystallinischer Centralmassen am meisten bemerkenswerthen, tiefgreifende Unterschiede in ihrer Structur aufweisen. Es wurde die Selbstständigkeit des ost- und westalpinen Gebirgsbogens betont und der Verschiedenheit der concaven und convexen Seite beider Bogenstücke gedacht. Es ist aber nicht möglich, zu einer richtigen Anschauung über die Structur der Alpen zu gelangen, ohne sich vor Augen zu halten, dass der Bau derselben, wie er sich uns gegenwärtig enthüllt, das Resultat einer Reihe von gebirgsbildenden Vorgängen war, die verschiedene Theile des Alpengebietes zu verschiedenen Zeiten und in verschiedener Weise betroffen haben.

Es ist das Verdienst von Ch. Lory, die Bedeutung der Chronologie der einzelnen alpinen Zonen in diesem Sinne gewürdigt und zuerst auf eine wissenschaftliche Basis gestellt zu haben.

Zu einer Zeit, da die überwiegende Mehrzahl seiner Fachgenossen die Entstehung der Alpen generalisirend in die jüngere

---

[1]) F. Frech, »Das französische Centralplateau«. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1889, XXIV. Bd., p. 156.

[2]) A. de Lapparent, »Conférence sur le sens des mouvements de l'écorce terrestre«. Bull. Soc. Géol., sér. 3, t. XV, p. 229.

tertiäre Epoche verlegte, und selbst die Wenigen, die, wie Desor, ein höheres Alter der ersten Alpenfaltung annahmen, dies meist auf Grund unzureichender oder irrig gedeuteter Beobachtungen thaten, hatte er bereits den Gegensatz in der Structur der beiden krystallinischen Hauptzonen der Westalpen richtig erfasst und aus der Discordanz zwischen den mesozoischen Sedimenten und den krystallinischen Schiefern mit Einschluss des Carbon in der Zone des Montblanc eine ältere, prätriassische Faltung der letzteren gefolgert.

Später hat E. v. Mojsisovics in einer Darstellung der Entstehungsgeschichte der Ostalpen, die seinen Untersuchungen über die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien als Schlusscapitel beigefügt ist, die orogenetischen Verhältnisse der Ostalpen in zusammenfassender Weise erörtert. In einigen neueren Arbeiten, welche die Structur der Kettengebirge behandeln, hat das historische Moment seither vorwiegend unter dem Einflusse der Versuche von Suess,[1]) die Lage und den Verlauf der carbonischen Faltengebirge Mitteleuropas zu reconstruiren, eingehendere Berücksichtigung gefunden. Es sei hier insbesondere einer Zusammenstellung der Anzeichen einer älteren, postcarbonischen Faltung in den Alpen gedacht, die von F. Frech im Jahre 1888 veröffentlicht wurde.[2])

Wenn ich es unternehme, im Anschluss an die Arbeiten der eben genannten Forscher gleichfalls eine gedrängte Uebersicht der Entstehungsgeschichte der alpinen Ketten zu geben, so geschieht dies nicht so sehr, um die wenigen, fest begründeten Erfahrungen hier zu reassumiren, als vielmehr in der Absicht, weiteren Untersuchungen über diesen Gegenstand einige Anhaltspunkte zu bieten.

Es ist von Wichtigkeit, sich von vorneherein über den Unterschied klar zu werden, der zwischen dem Alter der einzelnen Gesteinszonen eines gefalteten Gebirges und der Existenz des letzteren als ein Faltengebirge besteht. Man begegnet in dieser Hinsicht in

[1]) E. Suess, »Ueber unterbrochene Gebirgsfaltung«. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Cl., Decemberheft, 1886.

[2]) F. Frech, »Ueber Bau und Entstehung der Carnischen Alpen«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1887, p. 760 ff.

der geologischen Literatur nicht selten einer Verwechslung von zwei keineswegs unmittelbar mit einander verknüpften Erscheinungen, der eigentlichen Gebirgsbildung und der negativen Verschiebung der Strandlinie. Man mag die letztere auf eine Schwankung des Meeresspiegels oder im Sinne der älteren Anschauung auf eine Hebung des festen Bodens zurückführen, immerhin wird man zugeben müssen, dass diese Hebung eine Bewegung anderer Art war als jene, durch welche die lang hinstreichenden Falten der Kettengebirge erzeugt wurden.

Die hervorstechendsten Merkmale eines Faltengebirges, steile Aufrichtung der Schichten, Aufbiegung von Gewölben, Zusammenschub in Falten und Zerreissung an Dislocationen, sind mit der allmäligen Entblössung eines Landstriches vom Meere nicht genetisch verbunden. Das Studium der paläogeographischen Verhältnisse der Westalpen beispielsweise lehrt, dass dieselben während der Carbonzeit vom Meere frei waren und ein Festland bildeten, dessen Oberfläche nach Heer ausgedehnte Süsswasserseen vom Dauphiné bis zum Tödi bedeckten. Allein es berechtigt diese Thatsache noch nicht zu der Vorstellung, dass die Westalpen während der Carbonzeit bereits als ein Faltengebirge bestanden.

Innerhalb der Zone des Monte Rosa treten vielfach mächtige Kalkbänke von dem lithologischen Charakter der marinen, kalkigen Sedimente jüngerer Epochen der Erdgeschichte in Wechsellagerung mit Schiefern, Conglomeraten, tuffogenen und eruptiven Gesteinen auf. Der Habitus dieser Kalke weist ebenso deutlich auf einen marinen Ursprung hin, als jener der unter- und überlagernden Sedimente auf eine küstennahe oder terrestrische Bildung. Es setzt dies ein wiederholtes Steigen und Sinken der Strandlinie während der Entstehung jener Ablagerungen voraus. Nichtsdestoweniger herrscht durch die ganze Serie der krystallinischen Bildungen, wie die Profile von Gastaldi, Baretti und Zaccagna aus der Gruppe des Gran Paradiso und den Cottischen Alpen beweisen, eine vollständig concordante Schichtfolge.

Diese Concordanz der Schichtfolge geht noch weiter. In den Gruppen der Vanoise und des Mont Pourri liegt, wie Lory gezeigt

hat, über den älteren, krystallinischen Gesteinen der Complex der »Schistes lustrés«, deren (wahrscheinlich vorpermisches) Alter hier noch nicht hinreichend feststeht, die jedoch ohne Zweifel eine küstennahe Bildung darstellen, und darüber in grosser Mächtigkeit der theils triassische, theils jurassische »Calcaire du Briançonnais«, ein Product der Ablagerung von Sedimenten in einer tiefen, ruhigen Meeresbucht.[1] Von den krystallinischen Schiefern bis zum Calcaire du Briançonnais herrscht Concordanz, und das ganze Massiv der Vanoise bildet ein regelmässiges Gewölbe, dessen Aufstauung erst in postjurassischer Zeit erfolgt sein kann.

Die Lagerungsverhältnisse in der Gruppe der Vanoise und am Mont Pourri liefern einen Beweis dafür, dass ein beträchtlicher Theil der Zone des Monte Rosa, obwohl er durch die ganze carbonische Epoche, wenn nicht durch einen viel längeren Abschnitt der paläozoischen Aera, mindestens bis zum Beginn der Triaszeit Festland blieb, doch kein gefaltetes Gebirge, sondern bis nach Ablagerung des oberen Jura durch flache Lagerung der Gesteine ausgezeichnet war, und dass die wiederholten Verschiebungen der Strandlinie nicht von einer Aufrichtung der Schichten begleitet waren.

Der Wechsel in der Verbreitung mariner Sedimente innerhalb

---

[1]) Während Lory die gesammte Masse des Calcaire du Briançonnais für ein Aequivalent des Lias und oberen Jura hielt, hat Zaccagna auf der vom R. Comitato Geologico in Rom im Jahre 1889 herausgegebenen Uebersichtskarte von Italien einen grossen Theil derselben als Trias ausgeschieden. In einer soeben unter dem Titel »Contributions à la connaissance géologique des chaînes alpines entre Moûtiers et Barcelonnette. Terrains antérieures au jurassique« veröffentlichten Mittheilung (Comptes-Rendus Acad. sc., 5 Janvier 1891) schliesst sich auch W. Kilian der Auffassung seines italienischen Collegen an. Er ist ebenfalls der Ansicht, dass der grösste Theil des Calcaire du Briançonnais der Trias zuzuzählen sei, dass aber Lias und Jura in isopischer Ausbildung sich vielfach innerhalb der Mulden der Triaskalke entwickelt finden, so dass die Trennung der einzelnen Schichtglieder oft grossen Schwierigkeiten begegne. Die letztere wird stellenweise durch das Auftreten einer sehr verbreiteten, liassischen Breccie erleichtert, die von Moûtiers bis Serenne einen constanten Horizont bezeichnet. Bei Castellet und Guillestre ist eine Transgression des oberen Jura über die Triaskalke zu beobachten.

Vergl. auch W. Kilian, Compte-Rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France, 2 Février 1891, p. 8.

der Alpen berechtigt noch nicht zu dem Schlusse einer älteren Aufrichtung des Gebirges durch einen jenen Bewegungen analogen Vorgang, welche das Gebirge während seiner letzten Faltung zur Miocänzeit erfuhr. Es muss vielmehr der Beweis erbracht werden, dass die Serie der transgredirenden Schichtglieder einem bereits in seiner Lagerung gestörten älteren Untergrunde aufruht, dass sie die steil stehenden, abradirten Schichtköpfe des Grundgebirges discordant überlagert oder ältere Dislocationen überbrückt.

Dieser Nachweis, der in Gebirgen, die nur einmal eine Lagerungsstörung erlitten haben, unschwer geliefert werden kann, gestaltet sich sehr schwierig in Gebieten, die wiederholt von faltenden Bewegungen ergriffen wurden. Es hat bereits Desor (l. c. p. 92) die Abhängigkeit der jüngeren Faltungen von den älteren innerhalb der Alpen betont, »als wäre die erste Schwankung maassgebend gewesen für alle künftigen Hebungen,« und Godwin-Austen[1]) glaubte, gestützt auf seine Beobachtungen im Gebiete der Axe des Artois, es geradezu als ein allgemeines Gesetz aussprechen zu dürfen, dass, wenn irgend eine Zone der Erdrinde in beträchtlicher Weise gefaltet oder gebrochen sei, die nachfolgenden Störungen denselben Linien folgen, und zwar einfach darum, weil diese Linien die Linien des geringsten Widerstandes seien. Auf diese Weise kann es geschehen, dass eine ältere Faltung von der nächstfolgenden so vollständig überwältigt wird, dass es schwer hält, die Anzeichen der ersteren noch zu erkennen.

Der Unterschied in dem Verhalten der jüngeren Sedimente zum Grundgebirge mit Einschluss des Carbon in den Centralmassiven des Dauphiné und dem Aarmassiv beruht ausschliesslich auf dem Umstande, dass das letztere noch in posteocäner Zeit einer sehr intensiven Faltung ausgesetzt war, während die ersteren nur von Brüchen betroffen wurden. Auf den Centralmassen des Dauphiné ist die Discordanz der postcarbonischen Bildungen über dem steil aufgerichteten,

[1]) R. Godwin-Austen, »On the possible extension of the coal-measures beneath the SE. part of England«. Quart. Journ. Geol. Soc., 1856, XII, p. 62.

abradirten Grundgebirge allenthalben deutlich ausgeprägt, im Aarmassiv ist sie an Stellen, wo der seitliche Druck sich in besonders energischer Weise geltend machte, nahezu verwischt worden, so dass die ursprünglich discordant aufgelagerten Sedimente sich hier der späteren Faltung des Centralmassivs angepasst haben.

In diesem Umstande liegt eine nicht zu unterschätzende Schwierigkeit für die Aufdeckung der Spuren älterer Faltungen. Eine zweite beruht auf dem verschiedenen Verhalten ungleichartiger Gesteine gegenüber dem bei der Aufrichtung eines Gebirges wirksamen Seitendruck. Kaufmann hat die Bedeutung desselben für die Tektonik der »Aeusseren Kalkkette« der Nordostschweiz auseinandergesetzt; Reyer[1] hat gezeigt, wie die Zusammenstauung ungleichartig geschichteten Materials Abweichungen im Streichen zu ergeben vermag. Das Profil der Tofana bei E. v. Mojsisovics (l. c. p. 289) lässt selbstständige Faltungen der Jurakalke über dem flach gelagerten Dachsteinkalk erkennen. Noch eine Reihe weiterer Beispiele könnte ich für die Thatsache anführen, dass zahlreiche Discordanzen, die man in den Alpen beobachten kann, nicht ursprüngliche sind, sondern erst späteren dynamischen Einwirkungen ihre Entstehung verdanken. Selbst wenn man nicht so weit gehen wollte, so beträchtliche Discordanzen, wie sie beispielsweise zwischen den karpathischen Klippen und deren Umhüllung bestehen, mit Stache und Neumayr[2]) auf das verschiedene Verhalten der Gesteine gegenüber der Faltung des Gebirges zurückzuführen, wird man gleichwohl zugeben müssen, dass manche Thatsachen bei der Beurtheilung von Discordanzen zwischen ungleichartigen Schichtbildungen zur Vorsicht mahnen.

Ich will nur kurz auf die weiteren Schwierigkeiten hinweisen, welche der richtigen Beurtheilung mancher discordanten Lagerungsverhältnisse aus der sogenannten Lückenhaftigkeit der alpinen Sedimente erwachsen.

---

[1]) E. Reyer, »Theoretische Geologie«. Stuttgart 1888, p. 470.

[2]) M. Neumayr, »Jurastudien«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1871, XXI. Bd. p. 526, und G. Stache, »Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Unghvar in Ungarn«, ibid. p. 404 ff.

Das eigenthümliche, transgredirende Auftreten einiger Stufen des Lias und Dogger in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen in der Facies der Hierlatz- und Klaus-Schichten ist bekannt. Für die Klaus-Schichten wird ein solches transgredirendes Auftreten in räumlich stets sehr beschränkten Schmitzen als Ausfüllung von Vertiefungen der älteren Dachsteinkalke allseitig zugegeben, für die Hierlatz-Schichten steht es noch einigermaassen in Frage.[1]) Es setzt diese Art der Ablagerung der Klaus-Schichten allerdings bis zu einem gewissen Grade eine Contourirung des älteren Reliefs voraus, aber sie nöthigt keineswegs zu der Annahme grösserer tektonischer Störungen innerhalb der Nordalpen am Schlusse der Liasepoche. In diesem Sinne scheinen mir die neueren Erfahrungen über die Bedeutung der Lückenhaftigkeit und der ungleichförmigen Verbreitung der alpinen Sedimente der von F. v. Hauer[2]) vertretenen Ansicht, dass »an das Ende der Liasperiode die erste Haupthebung des gesammten Alpengebirges« zu verlegen sei, nicht günstig.

Auf einer irrigen Deutung der Beziehungen des Tithon zu den tieferen liassischen Bildungen dürfte auch die Voraussetzung von Zaccagna beruhen, dass die Hauptfaltung der Westalpen vor der Ablagerung des Tithon stattgefunden habe.

Es ergibt sich aus den bisher mitgetheilten Thatsachen wohl zur Genüge, dass die Verfolgung der Anzeichen älterer Lagerungsstörungen im Bau der Alpen eine keineswegs leichte Aufgabe darstellt. Die oben erörterten, vielfachen Möglichkeiten eines Irrthums in der Beobachtung, beziehungsweise der Deutung wirklich beobachteter Thatsachen, lassen es wünschenswerth erscheinen, nur jene Ergebnisse zu berücksichtigen, die aus einer grösseren Zahl von Einzelbeobachtungen

---

[1]) Vergl. G. Geyer, »Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhrn bis zum Achensee«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1886, XXXVI. Bd., p. 215, und F. Wähner, »Zur heteropischen Differenzirung des alpinen Lias«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1886, Nr. 8.

[2]) F. v. Hauer, »Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino«. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., XXV, 1857, 1. Heft, p. 346.

abgeleitet wurden und für ein local nicht allzu beschränktes Gebiet Geltung besitzen.

Nicht überflüssig mag es endlich sein, hinzuzufügen, dass das in der geologischen Literatur über die Alpen vorliegende Material sich einer Benützung für die hier in Betracht kommenden Fragen im allgemeinen nicht günstig erweist, da es sich hier zumeist um Thatsachen handelt, denen man erst in neuerer Zeit grössere Aufmerksamkeit zu widmen gelernt hat.

Es lassen sich in der geologischen Entwicklungsgeschichte der Alpen nach dem gegenwärtigen Stande unserer Erfahrungen drei Phasen einer Aufrichtung des Gebirges nachweisen. Die ältesten Anzeichen einer Gebirgsfaltung weisen auf den Abschluss der Carbonzeit oder den Beginn der permischen Epoche. Die zweite Phase, deren Spuren in den Ost- und Westalpen mit Sicherheit erkennbar sind, fällt in die Kreidezeit, die dritte, »in welche so häufig infolge zu weit gehender Verallgemeinerung die Entstehung des gesammten Alpengebirges verlegt wird,« [1]) der Hauptsache nach in die miocäne Epoche.

Im Nachfolgenden sollen die Anzeichen einer jeden einzelnen der drei erwähnten Phasen alpiner Gebirgsbildung erörtert werden.

a) Permische Faltungsphase. Die Spuren dieser ältesten, bisher mit Sicherheit erwiesenen Phase einer Gebirgsfaltung innerhalb der Alpen sind in den Centralmassen der Zone des Montblanc allenthalben deutlich ausgeprägt. Lory hat im Gebiete der Centralmassive von Oisans, Belledonne und der Grandes Rousses eine grosse Zahl von Profilen aufgefunden, die über den steil gestellten, abradirten Schichten des Grundgebirges horizontal auflagernde Schollen von Lias zeigen. Auf dem Mont de Lans (3258 m) liegt eine ausgedehnte Partie von liassischen Kalken und Schiefern horizontal auf den abradirten Schichtköpfen von senkrecht stehenden, krystallinischen Schiefern. Die gleiche Erscheinung wiederholt sich noch an vielen anderen Orten. Von besonderem Interesse ist Lory's Profil durch

[1]) E. v. Mojsisovics, »Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien«, p. 530.

das Massiv von Belledonne von Vizille nach Bourg d'Oisans, da es einerseits die Concordanz des Carbon mit dem gefalteten Grundgebirge erkennen lässt, und andererseits die discordante Serie bereits mit den Gypsen, Rauchwacken und »Marnes irrisés« der Trias beginnt, über welchen bei Séchillane die rhätische Stufe mit *Avicula contorta* und Lias concordant folgen.

Aehnliche Lagerungsverhältnisse sind in den Centralmassen der Savoyer Alpen von A. Favre, Lory, E. Favre und H. Schardt beobachtet worden. Der merkwürdige Denudationsrest von horizontal liegenden Jurabildungen auf einer Spitze der Aiguilles Rouges (2966 m) bildet ein Analogon zu den viel ausgedehnteren Liasschollen auf dem Mont de Lans oder dem Plateau von Riftord im Dauphiné. Auf dem Col des Fours beginnt die discordante Serie mit dem »Grès singulier« De Saussure's, der nach einigen spärlichen Fossilfunden der rhätischen Etage zuzuzählen ist und von jurassischen Kalken und Thonschiefern mit Belemniten, *Harpoceras Murchisonae* Sow. und *Cosmoceras scissum* Ben. concordant überlagert wird. Bei Mégève bilden Arkosen, eisenschüssige Thonschiefer, Dolomite, Gypse und Rauchwacken, die der Trias zugezählt werden, aber noch niemals Versteinerungen geliefert haben, die Basis der discordant aufgelagerten Schichtfolge. Das Gleiche ist nach den Profilen von Favre und Schardt in dem nördlichen Theile der Aiguilles Rouges der Fall.[1]) An der Dent de Morcles dagegen nehmen, wie Renevier gezeigt hat, Sandsteine und Rauchwacken, deren Alter freilich ebensowenig als in den Savoyer Alpen feststeht, noch an der Einfaltung der carbonischen Mulde von Outre-Rhône theil und werden von unterliassischen Schichten discordant überlagert.

Für den westlichen und mittleren Theil des Aarmassivs ist eine Discordanz des Verrucano und der jüngeren Sedimentbildungen gegenüber dem älteren Gebirge von Baltzer in seinen neuesten Arbeiten ausdrücklich zugegeben worden. »Der auffallende Contrast in der Tektonik des Sedimentmantels ist durch eine ursprüngliche

[1]) E. Favre et H. Schardt, »Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud etc.«. Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, XXII, 1887, p. 559 u. 590.

Discordanz bedingt.« [1]) Besonders instructiv in dieser Hinsicht ist ein Profil über die Schlossberge und Spannörter im Engelberger Thal, wo Verrucano, beziehungsweise Röthi-Dolomit als Basis der discordanten Schichtreihe flach auf den abradirten Schichtköpfen des krystallinischen Grundgebirges liegt. Auch U. Stutz hat diese Discordanz zwischen dem Urgebirge und den Sedimenten betont, die sich allenthalben geltend macht, wo nicht durch eine spätere, sehr intensive Faltung eine Anpassung der ursprünglich discordant aufgelagerten Bildungen erzwungen wurde.

In seiner Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe erwähnt Heim gleichfalls wiederholt des ungleichartigen Verhaltens der Verrucanodecke zum Centralmassiv, indem dieselbe sich bald den Faltungen des letzteren anpasst, bald discordant gegen die krystallinischen Gesteine abstösst. Obwohl er jene Discordanz im Allgemeinen nicht als eine ursprüngliche anerkennen will, dieselbe vielmehr auf mechanischem Wege zu erklären versucht, hält auch er die Möglichkeit einer »schwachen« Faltung des älteren Gebirges nicht für ausgeschlossen. Während er jedoch den Zeitpunkt jener Aufrichtung der älteren Schichten zwischen die Ablagerung des Verrucano und der Röthi-Gruppe verlegen zu sollen glaubte, [2]) haben die Untersuchungen von Rothpletz über die Beziehungen des Verrucano zu den pflanzenführenden Anthracitschiefern des Carbon am Bifertengrätli ergeben, dass die über den abradirten Schichtköpfen der krystallinischen Gesteine, denen auch noch das Carbon concordant eingefaltet ist, discordant aufgelagerte Schichtreihe mit dem Verrucano beginnt und durch die Röthi-Gruppe bis zum oberen Jura aufsteigt. Auch am Westrande des Aarmassivs liegt, wie Fellenberg gezeigt hat, der Verrucano an der Basis der den krystallinischen Schiefern des Meiggengrates discordant aufruhenden Schichtserie.

So enthüllt sich unter den sedimentären Schollen, die als die Reste einer einstigen, zusammenhängenden Decke die krystallinische

[1]) A. Baltzer, »Das Aarmassiv etc.«, ibid. XXIV, 1888, p. 105.

[2]) A. Heim, »Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung«, II. Th. p. 176.

Centralmassen der Zone des Montblanc überspannen, ein älteres Faltengebirge, das schon vor der Ablagerung jener Sedimente (mit Einschluss des Verrucano) von einer intensiven Faltung betroffen wurde.

In der Zone des Monte Rosa fehlen, wie schon Lory hervorhob, Anzeichen einer älteren Faltung. Durch die ganze Reihe der krystallinischen Schichtbildungen hindurch herrscht Concordanz. Das Carbon ist bisher innerhalb der Zone des Monte Rosa nirgends mit Sicherheit bekannt. Am Rande der Zone des Briançonnais tritt es im Wallis und im Gebiete der Dora Baltea mit Bruch an die krystallinischen Gesteine heran, ebenso nach Lory in der Umgebung des Mont Cenis. Die erste nachweisbare Transgression am westlichen Rande der Zone des Monte Rosa ist jene der permischen Besimaudite. Man sieht dieselben nach den Darstellungen von Zaccagna vom Col de Maurin bis zum Durchbruch der Stura bei San Dalmazzo aus der Zone des Briançonnais in einzelnen Lappen auf die krystallinischen Schiefer der Cottischen Alpen übergreifen und Unebenheiten derselben ausfüllen, so dass ihr jüngeres Alter und ihr transgredirendes Auftreten über einem erodirten älteren Untergrund klar ersichtlich wird.

Die Transgression der permischen Besimaudite ist hier allerdings ausser Zweifel gestellt, allein diese Transgression erfolgt keineswegs über steil aufgerichteten Schichten des Untergrundes. Zaccagna's Profile zeigen wohl eine schwache Discordanz zwischen dem Perm und den unterlagernden krystallinischen Schiefern, doch erreicht dieselbe keineswegs einen so nennenswerthen Betrag, um die Annahme einer vorpermischen Aufrichtung der Schichten in den Cottischen Alpen zu rechtfertigen. Im höchsten Falle könnte eine ganz schwache Aufwölbung derselben zugegeben werden, während eine eigentliche Faltung des Gebirges, wie sie am Schlusse der Carbonzeit die Zone des Montblanc betraf, der Zone des Monte Rosa nach allen unseren bisherigen Erfahrungen fremd blieb.

Die von Lory mit aller Bestimmtheit gemachten Angaben über die Lagerungsverhältnisse des »Calcaire du Briançonnais« in den Massiven der Vanoise und des Mont Pourri, sowie der einfache Bau

der Zone des Monte Rosa im Gegensatze zu der äusseren krystallinischen Zone der Westalpen überhaupt, bestätigen die Annahme, dass die Zone des Monte Rosa von der Zeit der Ablagerung der Fundamentalgneisse bis zum Schluss der jurassischen Epoche von keinerlei gebirgsbildenden Bewegungen ergriffen wurde, und dass die krystallinischen Bildungen zugleich mit den mesozoischen Schichten gefaltet wurden.

Ein starkes Argument für diese Anschauung liegt ferner in der von Zaccagna selbst constatirten Thatsache, dass in den Ligurischen Alpen das pflanzenführende Carbon, das in der Zone des Montblanc allenthalben an der älteren Faltung theilgenommen hat, von den permischen Besimauditen concordant überlagert wird. Auch Zaccagna's Profil durch die Zone des Briançonnais auf der Südseite des Montblanc-Massivs zeigt eine concordante Schichtfolge vom Carbon bis zur oberen Trias, so dass Anzeichen einer permischen Faltung in den Westalpen ausserhalb der Zone des Montblanc in der That zu fehlen scheinen.

Deutliche Spuren einer postcarbonischen Faltung weist dagegen die sogenannte Central- oder Urgebirgszone der Ostalpen mit Einschluss des Drauzuges auf. Sie zeigen sich allenthalben, wo Schichten von jüngerem Alter als das pflanzenführende Obercarbon des Steinacher Joches oder der Stang Alpe mit dem krystallinischen Grundgebirge in Berührung treten.

In dem östlichen Theile des Adula-Gebirges ist die Discordanz, die hier am Kalkberg mit den Lüner Schichten beginnt, noch schwach ausgeprägt. Sie nimmt von da an ostwärts rasch an Bedeutung zu. In der Gruppe des Piz Curvèr ist sie schon so stark ausgebildet, dass die über den Kalkphylliten am Piz Toissa transgredirenden Lüner Schichten und Plattenkalke ein den steil (45°) nach Ost fallenden Kalkphylliten entgegengesetztes Einfallen erkennen lassen. Da in Graubünden mit dem Eintritte der mesozoischen Aera eine positive Phase der Bewegung der Strandlinie beginnt, so ist es in der Regel die rhätische Stufe, die am weitesten auf die abradirten Schichtköpfe des krystallinischen Gebirges übergreift. Noch beträch-

licher ist die Discordanz zwischen der Trias und den älteren Gesteinen derG neissphyllit- und Kalkphyllit-Gruppe im Unter-Engadin, wie dies Gümbel.'s Beobachtungen am Endkopf und Piz Lat bei Tarasp darthun. Hier nehmen noch Bildungen vom Alter des oberen Muschelkalkes an der discordant auflagernden Schichtreihe theil.

Von grösserer Bedeutung für die Frage nach dem Zeitpunkte des Eintrittes der ersten, allgemeinen, gebirgsbildenden Bewegung in der Centralzone der Ostalpen sind die Ergebnisse der Untersuchungen von E. v. Mojsisovics im Rhätikon. Es beginnt nämlich in Vorarlberg die discordant aufgelagerte Serie mit einer Grauwackenbildung. Ueber derselben folgt Röthi-Dolomit als Basis der Conglomerate und Quarzite des Verrucano, deren oberste Abtheilung kirschrothe Schiefer (mit den westrheinischen Quartenschiefern identisch) bilden. Noch höher folgen schwarze, schiefrige Mergel (Theobald's »Streifenschiefer«) und sodann der durch seine Crinoiden- und Brachiopodenfauna sichergestellte Horizont des unteren Muschelkalkes. Von den Grauwackenschiefern herscht durch die Röthi- und Verrucano-Gruppe bis in die Trias Concordanz der Lagerung.

Es liegt nahe, in den Grauwackenbildungen ein Aequivalent der casannaartigen Schiefer des ostschweizerischen Verrucano im Glarner Gebiete zu erblicken, die dort das Liegende der Röthi-Gruppe bilden. Von Wichtigkeit ist insbesondere die Thatsache, dass der Röthi-Dolomit und die Quartenschiefer unter dem paläontologisch sichergestellten Horizont des unteren Muschelkalkes liegen und mit dem wohl ungezwungen dem Werfner Schiefer zu parallelisirenden Streifenschiefer stratigraphisch enge verknüpft erscheinen.

Rothpletz[1]) hat das Niveau der Röthi-Gruppe auf Grund seiner Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse des Schwazer Kalkes, den schon E. v. Mojsisovics als ein Aequivalent der Röthi-Dolomite betrachtet wissen wollte, in der Umgebung von Brixlegg, noch genauer zu fixiren versucht und dieselbe direct als die alpine Vertretung des deutschen Zechsteins bezeichnet. Die Anschauung, dass die Röthi-

[1]) A. Rothpletz, »Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1883, XXXV. Bd., p. 142 ff.

Gruppe mit den Quartenschiefern ein Glied der permischen und nicht der triassischen Schichtgruppe darstellen dürfte, hat in der That die meiste Wahrscheinlichkeit für sich, doch darf andererseits nicht ausser Acht gelassen werden, dass gerade die Beziehungen des Schwazer Kalkes zu den benachbarten Schichtbildungen, insbesondere die Frage der Gliederung und stratigraphischen Stellung der sogenannten rothen Sandsteine von Nordtirol bisher noch keineswegs hinreichend klargestellt sind.[1])

Ein ausgezeichnetes Beispiel für die discordante Auflagerung wenig gestörter triassischer und liassischer Bildungen auf den abradirten Falten der in der verworrensten Weise aufgerichteten und gebogenen paläozoischen Gesteine der Centralkette findet sich in der Stubaier Alpen südlich von Innsbruck. Der Gegensatz der in der Regel flachen oder nur unter geringen Winkeln geneigten Schichten der aufgelagerten Serie und des gefalteten Grundgebirges kommt in den Profilen von F. Frech[2]) sehr deutlich zum Ausdruck. Dieser Gegensatz ist so bedeutend, dass Penck[3]) sogar der Meinung Ausdruck gab, die Centralalpen in der Umgebung des Brenner seien in nachmesozoischer Zeit überhaupt nicht mehr von einer faltenden Bewegung ergriffen worden, sondern es habe sich die letztere auf eine Zusammenschiebung der Randzonen beschränkt.

Den, von localen Störungen abgesehen,[4]) flach gelagerten, mesozoischen Schollen auf den Höhen der Stubaier Alpen steht auf der Südseite des Brenner ein Zug von mesozoischen Bildungen gegenüber,

---

[1]) Vergl. ausser den älteren Arbeiten von Pichler und E. v. Mojsisovics auch A. Schmidt, Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1885, p. 238, und A. Cathrein, ibid. 1886, p. 307.

[2]) F. Frech, »Ueber ein neues Liasvorkommen in den Stubaier Alpen«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1886, p. 355.

[3]) A. Penck, »Der Brenner«. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpen-Ver., XVII. 1887, p. 5.

[4]) Frech erwähnt »Faltungen, Knickungen und Ueberschiebungen an dem Nordabfall des südlich der Serlesspitze gelegenen Berges ‚Ob der Mauer' (2600 m)«, ferner eine Umbiegung der Schichten an der Kesselspitze, von deren Gipfel die Liasversteinerungen stammen.

der ebenfalls rings von krystallinischen Gesteinen umgeben, innerhalb der sogenannten Centralzone, jedoch unter ganz anderen Verhältnissen sich findet. Stache und Teller haben den Nachweis erbracht, dass dem krystallinischen Grundgebirge zwischen Mauls und Weissenbach ein schmaler Streifen von Triasdolomiten in der Form einer nach Süden überschobenen Falte eingelagert erscheint, und dass eine analoge Einfaltung von diploporenführenden Triaskalken in die Thonglimmerschieferzone des Pusterthales im Villgrattner Gebirge wiederkehrt. Diese Triaszüge ruhen nicht als ungestörte Schollen auf einer älteren dislocirten Unterlage, sondern schmiegen sich der Tektonik der letzteren durchaus an und stehen mit den krystallinischen Gesteinen in scheinbar concordantem Schichtverbande.

»Nichtsdestoweniger« — bemerkt Teller[1]) — »wird man bei derartigen Lagerungsverhältnissen die Annahme nicht umgehen können, dass diese Bildungen schon ursprünglich in ihrer räumlichen Verbreitung von älteren tektonischen Linien, weit hinreichenden Längsbrüchen oder tiefer eingesenkten Faltenmulden beeinflusst, mit einem Worte, von einem präexistirenden tektonischen Relief abhängig waren, bei dessen Anlage sich schon dieselben Factoren bethätigt hatten, die bei dem weiteren Ausbau des alten Grundplanes die späteren tektonischen Veränderungen, die Einfaltungen, Ueberkippungen und Ueberschiebungen, auf welche die Lagerungsverhältnisse der jüngeren, transgredirenden Sedimente hinweisen, veranlasst haben.«

Während also die Schichtbildungen der dem älteren, gefalteten Gebirge discordant aufgelagerten Serie nördlich vom Brenner in postjurassischer Zeit nur geringe Störungen ihrer Lagerung erlitten haben, so dass die Discordanz noch mit voller Deutlichkeit hervortritt, sind dieselben südlich vom Brenner von einer späteren, so intensiven Faltung ergriffen worden, dass die ursprüngliche Discordanz hier gänzlich verwischt wurde und eine erzwungene Concordanz zwischen den Triaskalken und dem krystallinischen Grundgebirge eintrat. Die

[1]) F. Teller, »Neue Vorkommnisse diploporenführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereiche der altkrystallinischen Schichtreihe Mitteltirols«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1883, p. 193.

Verschiedenheit der Lagerungsverhältnisse zwischen den Sedimenten und den Centralmassiven, die in den Centralmassen des Dauphiné und dem Aarmassiv besteht, findet in den Beziehungen der triassischen Ablagerungen zum Grundgebirge auf der Nord- und Südseite des Brenner ein Analogon.

Indem ich von einer weiteren Betrachtung des Nordrandes der Centralzone der Ostalpen absehe, für dessen östliche Fortsetzung über Innsbruck hinaus das in Bezug auf eine entsprechende Verwerthung der Literatur in der Einleitung zu diesem Abschnitte (p. 190) Gesagte eine Anwendung findet,[1]) wende ich mich der Betrachtung der Anzeichen einer permischen Faltung in den Südalpen zu, die für die Fixirung des Zeitpunktes jener ersten, gebirgsbildenden Vorgänge das wichtigste Material geliefert haben.

In den Luganer Alpen ist durch Schmidt und Steinmann eine Discordanz der (muthmaasslich permischen) Porphyre über dem gefalteten Grundgebirge nachgewiesen worden. An der Faltung des letzteren sind noch die mittelcarbonischen Conglomerate von Manno betheiligt. Die Porphyrdecken liegen horizontal den steilstehenden krystallinischen Schiefern auf und werden von einer Conglomerat- und Sandsteinbildung überlagert, von der es zweifelhaft ist, ob man sie dem Grödner Sandstein und Verrucano zuzählen oder als ein Aequivalent der Werfner Schichten betrachten soll, da die marine Trias hier mit dem Muschelkalk beginnt. Porphyre, Conglomerate, Sandsteine und Muschelkalk bilden in den Lombardischen Alpen ein concordantes Schichtsystem.

Auch im südtirolischen Hochland liegt, wie schon F. v. Richthofen[2]) betont hat, die mächtige Decke des Bozener Porphyrs oder das stellvertretende Conglomerat des Verrucano als die Basis einer

[1]) Vergl. auch G. Stache, »Ueber die Silurbildungen der Ostalpen«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1884, p. 369, der die Kenntniss der paläozoischen Bildungen in der nördlichen Grenzzone der Centralalpen noch nicht für genügend fortgeschritten erachtet, um dieselbe bei der Gliederung des Carbon und Perm überhaupt in Betracht ziehen zu können.

[2]) F. v. Richthofen, »Geognostische Beschreibung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe«. Gotha 1860, p. 285.

unter sich concordanten Schichtserie discordant über den abradirten Schichtköpfen der steil aufgerichteten älteren Phyllite. E. v. Mojsisovics macht eine grosse Zahl von Punkten namhaft, wo die Discordanz der Lagerung zwischen den Phylliten und den permischen Porphyren unzweifelhaft ist.

»Diese Discordanz der Lagerung, sowie auch der Beginn der jüngeren, concordanten Schichtenreihe mit auf terrestrischen Ursprung hinweisenden Conglomeraten (Verrucano) machen es wahrscheinlich, dass die Schieferzone bereits vor der Ablagerung der jüngeren, concordanten Schichtenreihe Aenderungen der ursprünglichen Lagerung erfuhr.«[1])

Das Alter der Porphyre ist durch die Funde einer Flora des Rothliegenden im Val Trompia, bei Neumarkt[2]) und Tregiovo[3]) sichergestellt.

Zu den gleichen Ergebnissen haben die Beobachtungen von Stache, Harada[4]) und Frech im Comelico und in den Carnischen Alpen geführt.

Die genannten Forscher haben übereinstimmend die enge stratigraphische Verknüpfung der permischen und triassischen Ablagerungen betont und gezeigt, dass dieselben in discordanter Lagerung über den gefalteten und aufgerichteten älteren, paläozoischen Bildungen folgen, die in den Carnischen Alpen Schichtglieder des Silur, Devon und Carbon umfassen. Auch hier beginnt die discordant aufgelagerte Serie mit Quarzporphyrlagern und dem Verrucano-Conglomerat, die wechselseitig in den Grödner Sandstein im Liegenden der Bellerophonkalke eingreifen, die Stache[5]) als das alpine Aequivalent des deutschen Zechsteins bezeichnet.

---

[1]) E. v. Mojsisovics, »Die Dolomitriffe etc.«, p. 118.

[2]) Ibid. p. 35, und C. W. Gümbel, Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1877, p. 23.

[3]) M. Vacek, »Vorlage der geologischen Karte des Nonsberges«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1882, p. 43.

[4]) T. Harada, »Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1883, XXXIII. Bd., p. 153.

[5]) G. Stache, »Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols«, Nr. 1. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1877, p. 276.

In dem Hauptzuge der Carnischen Alpen und dessen Fortsetzung bis zum Gailthale bei Villach fehlen allerdings die Bellerophonkalke und überhaupt jede sichere Vertretung permischer Ablagerungen, so dass die tiefsten Glieder der discordant aufgelagerten Serie hier nicht entwickelt erscheinen. Dagegen hat das Studium der in diesem Gebiete in bedeutender Mächtigkeit und Ausbreitung vorkommenden obercarbonischen Bildungen gelehrt, dass die letzteren geradeso, wie in der Zone des Montblanc, noch an der Faltung des älteren Gebirges theilgenommen haben. Das Obercarbon tritt in den Carnischen Alpen und dem Gailthaler Gebirge in der Facies mariner Fusulinenkalke mit vielfachen Einschaltungen von pflanzenführenden Sandsteinen auf. Die Flora der letzteren weist nach Stur[1]) auf »die jüngste Schichtenreihe des Obercarbons« (Radowentzer oder obere Ottweiler Schichten) hin.

Auch in den Karawanken hält Frech (l. c., p. 760), zum Theil auf Grund der älteren Angaben von Lipold und Peters, eine Discordanz der permischen und triassischen Bildungen über dem gefalteten Carbon für erwiesen. Allerdings deuten in den Karawanken die Anzeichen einer permischen Gebirgsbildung keineswegs mehr auf eine so intensive Faltung wie in den Carnischen Alpen, wo die tektonischen Erscheinungen in den paläozoischen Schichten nach Frech an die Kalkkeile in der Contactzone des Aarmassivs erinnern sollen.

Es bestanden also schon während der permischen Epoche an Stelle der West- und Ostalpen zwei bogenförmig aneinander gelegte Faltengebirge. Der östliche Gebirgsbogen entsprach beiläufig der sogenannten Centralzone der Ostalpen, mit Einschluss des Drauzuges, der westliche umfasste die Centralmassen der Zone des Montblanc vom Tödi bis ins Dauphiné.

Ob die Centralmasse der Seealpen ebenfalls ein Stück jenes permischen Bogens bildete, ist nicht mit Bestimmtheit zu sagen. Die bisher vorliegenden Publicationen über den Bau dieser Centralmasse

---

[1]) D. Stur, »Obercarbonische Pflanzenreste vom Bergbau Reichenberg bei Assling in Oberkrain«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1886, p. 383.

lassen die Beziehungen der permischen Besimaudite zu dem Grundgebirge noch nicht mit hinreichender Deutlichkeit erkennen. Allerdings gibt es einige Thatsachen, die zu Gunsten der ersteren Auffassung sprechen. So macht z. B. die verschiedenartige Ausbildung der Trias zu beiden Seiten der Seealpen die Existenz einer trennenden Landschranke an jener Stelle zu Beginn der mesozoischen Aera wahrscheinlich. Auf der französischen Abdachung des Gebirges zeigt die Trias dort, wo sie überhaupt in einiger Vollständigkeit entwickelt ist, wie in der Umgebung von Barles, stets die der mitteleuropäischen Ausbildung derselben eigenthümliche Gliederung in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper.[1]) Das einzige marine Schichtglied ist der Muschelkalk. Die zwischen dem Muschelkalkhorizont und der Zone der *Avicula contorta* eingeschlossenen Triasniveaux sind in den französischen Alpen nirgends durch marine Sedimente vertreten, während die Arbeiten der italienischen Geologen dargethan haben, dass innerhalb der Zone des Briançonnais auch marine Aequivalente der mittleren und oberen Trias zur Ablagerung gelangt sind.

Es hat ferner Kilian[2]) gezeigt, dass der nordwestliche Rand der Centralmasse der Seealpen im Gebiete des Ubaye-Thales zur Zeit des oberen Jura in einer ähnlichen Weise von einem Wallriff jurassischer Korallenkalke umgeben war, wie einzelne Theile der Centralzone der Ostalpen an ihrem Nord- oder Südrande während der Triasepoche. Mit Recht zieht Kilian aus dieser Thatsache den Schluss, dass das krystallinische Massiv der Seealpen schon damals, wenn es auch nicht über den Meeresspiegel hervorragte, doch durch das submarine Relief des Terrains angedeutet war.

Wenngleich die mitgetheilten Thatsachen für sich allein nicht als Beweise für eine permische Aufrichtung des Gebirges in der Centralmasse der Seealpen betrachtet werden können, so sprechen

[1]) E. Haug, »Sur la géologie des chaines subalpines, comprises entre Gap et Digne«. Comptes-Rendus Acad. scienc., Paris 1889, CVIII, p. 584—586 u. 689—692.

[2]) W. Kilian, »Nouvelles contributions à l'étude géologique des Basses Alpes«. Comptes-Rendus Acad. scienc., Paris, 21 Oct. 1889, p. 651.

sie doch mit Rücksicht auf den Umstand, dass jenes Massiv der Zone des Montblanc angehört, deren krystallinische Centralkerne im Uebrigen durchwegs die Spuren einer permischen Faltungsphase erkennen lassen, zu Gunsten einer solchen Annahme.

Von der Zone des Monte Rosa dagegen darf man nach allen bisher vorliegenden Beobachtungen wohl voraussetzen, dass sie höchstens eine ganz geringe, über ausgedehnte Strecken hin sogar gar keine wie immer geartete Aufrichtung der Schichten während der permischen Epoche erlitten habe.

Für die Centralzone der Ostalpen dürfte die von Stache[1]) geäusserte Ansicht: »Der faltenförmige Bau und die tektonische Hauptanlage des Gerüstes der Ostalpen bestand schon vor Ablagerung der Dyasformation« — in Zukunft vielleicht noch weitere Bestätigungen erfahren.

Für die Altersbestimmung der Faltungsperiode halte ich, übereinstimmend mit Frech, die Thatsache für maassgebend, dass das Obercarbon, soweit es durch fossilführende Ablagerungen vertreten ist, stets an der Aufrichtung und Faltung der älteren Bildungen theilgenommen hat, während die Aequivalente der permischen und triassischen Epoche bereits der jüngeren, discordant aufgelagerten Schichtreihe angehören.

Am Südrande der sogenannten Centralzone der Ostalpen von Lugano bis Pontafel sind es die unterpermischen Porphyre, Grödner Sandsteine und Conglomerate des Verrucano, die das gefaltete Grundgebirge discordant überlagern, an dessen Aufrichtung in Kärnten noch die obercarbonischen Fusulinenkalke sich betheiligen, deren pflanzenführende Einschaltungen die Flora des obersten Carbon einschliessen. In der Zone des Montblanc entsprechen die der älteren Schichtreihe angehörigen Anthracitbildungen ebenfalls theils dem mittleren, theils dem oberen Carbon, so jene von La Mure, in der Tarentaise, bei Salvan und am Bifertengrätli. Dagegen ist das Alter

[1]) G. Stache, »Aus dem Westabschnitte der Karnischen Hauptkette«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1883, p. 215.

der tiefsten Abtheilungen der discordant aufgelagerten Schichtserie hier nicht mit voller Bestimmtheit ermittelt. Der Verrucano, der im Aarmassiv die Basis der jüngeren Schichtreihe bildet, wird von den schweizerischen Geologen theils für eine obercarbonische, theils für eine permische Bildung angesehen, ohne dass bisher für die eine oder andere Anschauung entscheidende Beweise erbracht worden wären. Im Dauphiné sind sichere Aequivalente des Perm bisher nicht bekannt geworden.[1]) Hingegen dürfte es vielleicht in der Centralmasse der Aiguilles Rouges gelingen, den Nachweis einer Vertretung permischer Bildungen zu erbringen und die Frage nach den Beziehungen derselben zum Grundgebirge zu lösen.

Es hat bereits Zaccagna auf das Vorkommen besimauditähnlicher Gesteine in der Umgebung des Col de Balme aufmerksam gemacht, die den italienischen Geologen, den Lagerungsverhältnissen innerhalb der Zone des Briançonnais entsprechend, als Aequivalente des Perm gelten. Es haben ferner E. Favre und H. Schardt[2]) gezeigt, dass die dem Grundgebirge discordant aufgelagerte Serie in der Kette der Aiguilles Rouges mit einem Sandstein beginnt, der sehr häufig Rollsteine der krystallinischen Schiefer und Bruchstücke von Porphyr enthält (Col du Jora, Col d'Emaney, Luisin). Darüber folgen an den beiden zuerst genannten Localitäten grüne und rothe Schiefer von 6—10 m Mächtigkeit und über diesen hellgraue Dolomite, Gypse und Rauchwacken, welche Favre und Schardt selbst mit dem Röthi-Dolomit der Ostschweiz vergleichen. Allerdings halten beide die ganze Schichtgruppe, übereinstimmend mit A. Favre für triassisch, es dürfte jedoch bei dem Vergleich jener Arkosen mit dem Verrucano-Conglomerat und der Dolomite mit dem Röthi-Dolomit näher liegen, dieselben als permische Bildungen zu deuten.

---

[1]) Die von W. Kilian (Comptes-Rendus Acad. scienc., 5 Janvier 1891) erwähnten Localitäten in den französischen Alpen, wo Besimaudite, Sandsteine und verrucanoähnliche Conglomerate sich finden, die ihrer stratigraphischen Stellung nach dem Perm zugewiesen werden können, gehören sämmtlich der Zone des Briançonnais an.

[2]) E. Favre et H. Schardt, »Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud etc.«, Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, livr. XXII, Berne 1887, p. 559.

Dass die von Renevier als triassisch gedeuteten Sandsteine, Dolomite und Rauchwacken über dem krystallinischen Grundgebirge der Dent de Morcles, die aber dem letzteren concordant auflagern, mit den von Favre und Schardt beschriebenen, eben erwähnten Bildungen identisch sind, geht aus der Darstellung von Renevier mit Sicherheit hervor.

Soweit die hier mitgetheilten Beobachtungen für eine präcisere Bestimmung des Alters der bisher der Kürze halber als permische Faltungsphase bezeichneten Faltungsperiode in den Alpen ausreichen, weisen sie, wenigstens ihrer Mehrzahl nach, sowohl in den Ost- als in den Westalpen auf den Wendepunkt der carbonischen und permischen Epoche hin. Die permische Epoche scheint für die Alpen bereits die Zeit der stärksten Abrasion des Gebirges gewesen zu sein. Es liegt nahe, die mächtigen Conglomerat-Massen des Verrucano an der Basis der Bellerophonkalke und des Röthi-Dolomits als die Producte der Zerstörung jenes alten Faltengebirges zu betrachten.

Es fehlt übrigens nicht an Erscheinungen, die für einen etwas späteren Eintritt der Gebirgsbildung in einzelnen Theilen der Alpen sprechen. Im südwestlichen Graubünden beispielsweise konnte ich an keiner der von mir untersuchten Localitäten die Ueberzeugung von einer Discordanz zwischen den älteren Kalkphylliten und den Gesteinen der Verrucano-Gruppe gewinnen.[1]) Hier beginnt die discordant aufgelagerte Serie allenthalben erst mit der Trias, beziehungsweise den Lüner Schichten, die beiläufig den Raibler Schichten gleichzustellen sein dürften. Allerdings darf nicht unerwähnt bleiben, dass bei der stratigraphisch sehr unsicheren Stellung des Verrucano in Graubünden nicht von vorneherein auf ein permisches Alter desselben geschlossen werden darf, die von mir unter der Bezeichnung »Verrucano-Gruppe« zusammengefassten Schichtbildungen (Conglomerate, Arkosen, Grauwacken, Quarzphyllite, Quarzite) daher auch sehr wohl ein tieferes Niveau repräsentiren mögen.

---

[1]) »Geologische Studien im südwestlichen Graubünden.« Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Cl., XCVII, p. 646 (Oct. 1888).

Eine auffallendere Ausnahme machen dagegen die Lagerungsverhältnisse an der Dent de Morcles, die durch Renevier[1]) eine eingehende Darstellung erfahren haben. Wenn sich das Alter der Sandsteine und Rauchwacken, die hier an der Faltung der carbonischen Mulde von Outre-Rhône noch Antheil nehmen, in der That als permisch oder gar triassisch erweisen sollte, so würde hier innerhalb der Zone des Montblanc ein ähnliches Beispiel von »posthumer« Faltung vorliegen, wie in der kleinen Masse der Serre bei Dôle innerhalb der variscischen Gebirge, wo nach Jourdy[2]) im Gegensatz zu dem französischen Centralplateau und den Vogesen die Discordanz nicht mit dem Obercarbon, sondern erst mit dem Buntsandstein beginnt.

Was die Beziehungen der permischen Faltungsphase in den Alpen zu der Entstehung der mitteleuropäischen Gebirge der Carbonzeit (Variscischer Gebirgsbogen bei Suess) betrifft, so scheint nach den diesbezüglichen Untersuchungen von Frech eine zeitliche Uebereinstimmung beider Vorgänge ausgeschlossen.

Im französischen Centralplateau fällt, wie Frech[3]) gezeigt hat, die Hauptfaltung zwischen die Ablagerung des oberen Kohlenkalkes und des productiven Carbons. Die carbonischen Bildungen, die am Rande des Harzes bei Ilefeld, Grillenberg und Ballenstedt oder des Fichtelgebirges bei Goldkronach und Stockheim ausserhalb des älteren gefalteten Gebirges an den jüngeren Brüchen eingeklemmt liegen, entsprechen den pflanzenführenden Anthracitbildungen, die in der Zone des Montblanc, am Steinacher Joch und in den Carnischen Alpen noch von der permischen Alpenfaltung betroffen wurden.

Es erscheint daher wohl nicht genügend begründet, wenn z. B. Michel-Lévy[4]) die Aufrichtung des französischen Centralplateaus und

[1]) E. Renevier, »Monographie des Hautes-Alpes Vaudoises«. Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, livr. XVI, Berne 1890, p. 87 ff. u. 507.

[2]) E. Jourdy, »Orographie du Jura Dôlois«. Bull. Soc. géol., sér. 2, t. XXII, p. 336.

[3]) F. Frech, »Das französische Centralplateau«. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1889, XXIV. Bd., p. 142.

[4]) Michel-Lévy, »Études sur les roches cristallines et éruptives des environs du Montblanc«. Bull. des services de la carte géol. de la France et des topographies souterraines, No. 9, Paris 1890, p. 23.

der Zone des Montblanc auf die gleichzeitige Anspannung von zwei Falten von grosser Amplitude zurückzuführen versucht. Es legen vielmehr die Lagerungsverhältnisse des productiven Carbon auf dem französischen Centralplateau die Vermuthung nahe, dass dasselbe schon zum weitaus grössten Theile wieder eingeebnet war, ehe noch die postcarbonische Faltung der Alpen begann. Ebenso beginnen im Kohlenreviere an der Saar grosse Transgressionen über die älteren Falten bereits im Obercarbon.[1]) Dagegen haben stellenweise posthume Bewegungen im Anschlusse an die carbonische Faltungsphase nach Frech sogar noch etwas länger als in den Alpen — in der kleinen Gebirgsmasse von Dôle z. B. bis zum Beginn der Triasepoche — angedauert.

Der grosse variscische Gebirgsbogen der Carbonzeit, der nach der Reconstruction von Suess die Osthälfte des französischen Centralplateaus, die Vogesen, die mitteldeutschen Gebirge von den Ardennen bis zum Fichtelgebirge und Thüringerwald, das Erzgebirge und die Sudeten umfasste, war noch vor der Entstehung der Alpen der Permzeit vielfach von Brüchen betroffen und zertrümmert worden, wie dies die an den Bruchrändern bei Ilefeld, Stockheim oder Rossitz eingeklemmten Streifen von Obercarbon beweisen. Es ist jedoch innerhalb der Westalpen kein Einfluss jener variscischen Trümmer auf den Verlauf der Gebirgsfalten erkennbar. Wohl aber kann man in den Ostalpen einen solchen Einfluss des bojischen Massivs auf die Anlage des permischen Gebirgsbogens wahrnehmen.

Stur[2]) hat gezeigt und die neueren Aufnahmen von G. Geyer[3]) haben es bestätigt, dass die tektonische Axe der Tauernkette am Hohenwarth (2361 m) vor der Gneissmasse des Bösensteins nach SO. abschwenkt, um sich weiterhin in den Seethaler Alpen gegen Oberkärnten fortzusetzen. Dagegen macht sich in dem Zuge der Rottenmanner Gneisse, die, bogenförmig nach Süden vortretend, ihre tek-

[1]) E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, II. Bd., p. 130.

[2]) D. Stur, »Geologie der Steiermark«, p. 34.

[3]) G. Geyer, »Ueber die tektonische Fortsetzung der Niederen Tauern«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1890, p. 268.

tonische Fortsetzung in den Centralkernen der Seckauer Alpen, Mur-Alpen und Cetischen Alpen finden, ein neues, selbstständiges Element der Gebirgsfaltung bemerkbar. Auf die Beziehungen des letzteren zur Lage des böhmischen Massivs hat bereits M. Vacek[1]) hingewiesen.

»Aus der Gegend des Bösenstein bis an das Murthal zwischen St. Michael und Knittelfeld streichen die Gneissmassen nahezu NW.—SO., entsprechend dem Verlaufe der grossen Kämme. In der Gegend von St. Michael wendet das Streichen allmälig in die reine W.—O.-Richtung und lenkt, ebenso allmälig, schon östlich von Leoben und noch viel ausgesprochener in der Brucker Gegend in NO. ein, so dass die grosse, centrale Gneissmasse auf der Strecke Rottenmann—Bruck eine Bogenwendung von ca. 90° durchmacht. Am weitesten nach Süden weicht der Bogen, in dem die Gneissmassen streichen, in der Gegend zwischen St. Michael und Leoben, und es dürfte nicht ohne Interesse sein, wenn wir bemerken, dass diese Gegend genau südlich der Gegend von Grein an der Donau liegt, in welcher der Granit der böhmischen Masse am weitesten nach Süden vorgreift.«

Der Einfluss der Südspitze des böhmischen Massivs spiegelt sich, wie diese Thatsachen lehren, nicht nur in dem Verlaufe der für den Bau der nördlichen Kalkzone maassgebenden Störungslinien wieder, deren Abhängigkeit von der böhmischen Masse zuerst von F. v. Hauer betont wurde, sondern sie äussert sich auch bereits innerhalb der Centralzone der Ostalpen, deren Streichrichtung in dem gleichen Sinne aus der normalen abgelenkt erscheint, wie jene der nördlichen Kalkalpen entlang der Bruchlinie Windischgarsten—Mariazell—Buchberg. Das südliche Ende der böhmischen Masse hat demnach schon während der ersten Aufrichtung der Alpen zur Permzeit Stauungserscheinungen innerhalb der Centralzone bedingt, die sich während der nächstfolgenden, cretacischen Faltungsphase in der nördlichen Kalkzone wiederholt haben.

---

[1]) M. Vacek, »Ueber den geologischen Bau der Centralalpen zwischen Enns und Mur«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1886, p. 73.

Ueber die Bedeutung des dem variscischen Gebirgssystem der Carbonzeit fremdartig gegenüberstehenden bojischen Gebirgsstückes mit dem bayrischen Wald und der Gneissmulde des niederösterreichischen Waldviertels[1]) vermögen diese Beobachtungen keinerlei neue Aufschlüsse zu geben. Sie bestätigen nur die bereits durch die discordante Auflagerung des productiven Carbon über steilstehenden silurischen Gesteinen innerhalb der böhmischen Masse erwiesene Thatsache, dass das bojische Gebirgsstück älter sei als die Alpen der Permzeit, während sie auf die Beziehungen desselben zu den variscischen Gebirgen ein Licht zu werfen nicht geeignet sind.

Sichere Anzeichen einer noch älteren, präcarbonischen Gebirgsfaltung, wie sie in einzelnen Theilen von Mitteleuropa aus der Zeit des Obersilur bekannt geworden sind, konnten bisher in den Alpen nicht nachgewiesen werden. Wohl hat Desor eine erste Hebung der Alpen in die Devonzeit verlegt, Bonney[2]) eine präcarbonische Aufrichtung derselben für wahrscheinlich gehalten und haben D. Zaccagna und Michel-Lévy aus der Discordanz der carbonischen Ablagerungen gegenüber dem Grundgebirge eine ältere Faltung des letzteren gefolgert. Die Gründe jedoch, welche die genannten Beobachter für ihre Anschauung beibringen, sind mehr allgemeiner Natur und in keiner Weise ausreichend, so weitgehende Schlüsse zu rechtfertigen. Was die Discordanz der carbonischen Ablagerungen gegenüber dem Grundgebirge betrifft, so ist zu betonen, dass nach den Beobachtungen von Lory, Favre, Renevier, Gerlach u. A. das Carbon in der Regel den älteren, krystallinischen Bildungen concordant eingefaltet ist, dass zwar an vielen Stellen eine discordante Auflagerung beobachtet werden konnte, zu deren Erklärung jedoch das transgressive Auftreten des Carbon vollständig ausreicht.[3])

---

[1]) Vergl. E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, II. Bd., p. 144.

[2]) T. G. Bonney, »Notes on two traverses of the crystalline rocks of the Alps«. Quart. Journ. 1889, p. 74.

[3]) Michel-Lévy (Bull. des services de la carte géol. de France etc., No. 9, Paris 1890) betrachtet die Anwesenheit von Protogingeröllen in dem obercarbonischen Conglomerat von Ajoux als Beweis für die Ansicht, dass die Aufrichtung der Alpen zur

b) Cretacische Faltungsphase. Während eine permische Faltung in den Alpen, über deren Intensität allerdings Meinungsverschiedenheiten herrschen, gegenwärtig bereits von der Mehrzahl der Alpengeologen anerkannt wird, sind die Anzeichen einer cretacischen Faltungsphase bisher nur in den Ostalpen einer grösseren Beachtung gewürdigt worden.

Die Spuren dieser Faltungsphase sind in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen am bestimmtesten ausgesprochen.

Schon Peters[1]) hat auf die eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse der Gosau-Schichten in den nordöstlichen Alpen hingewiesen und betont, dass dem Absatze derselben eine Erhebung und Schichtenstörung der älteren Formationsglieder vorangegangen sein müsse. Es hat ferner E. v. Mojsisovics[2]) darauf aufmerksam gemacht, dass die grossen Stauungsbrüche der nordöstlichen Kalkalpen, die den Contouren der Südspitze des böhmischen Massivs folgen, von der zwischen dem Rande der böhmischen Masse und den Kalkalpen durchstreichenden Flyschzone abgeschnitten werden, mithin älter als die Faltung der Flyschzone seien. Seither hat Bittner[3]) gezeigt, dass der wichtigste jener Stauungsbrüche, die Aufbruchslinie Buchberg—Mariazell—Windischgarsten, an der die Aufpressung und Zertrümmerung des Kalkgebirges ihr Maximum erreichte, schon während der oberen Kreidezeit in annähernd gleicher Gestaltung bestanden haben müsse, da alle ausgedehnteren Vorkommen der Gosau-Schichten mit geringer Ausnahme an dieselbe gebunden sind und innerhalb dieser Störungszone zumeist wieder direct dem Werfner Schiefer auflagern.

Carbonzeit bereits begonnen habe, da schon vor der Ablagerung der obercarbonischen Schichten der Protogin durch die Erosion blossgelegt worden sein müsse. Die letztere Thatsache kann jedoch auch durch eine Trockenlegung des betreffenden Gebietes in Folge einer negativen Verschiebung der Strandlinie erklärt werden und nöthigt keineswegs zur Annahme einer präcarbonischen Gebirgsfaltung.

[1]) K. F. Peters, »Die Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten in den nordöstlichen Alpen«. Abhandl. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1852, I. Bd., p. 19.

[2]) E. v. Mojsisovics, »Die Dolomitriffe etc.«, p. 527.

[3]) A. Bittner, »Aus dem Gebiete der Ennsthaler Kalkalpen und des Hochschwab«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1887, p. 98.

Ebenso konnte E. v. Mojsisovics[1]) im Salzkammergut in Bezug auf das Auftreten der Gosaukreide constatiren, dass die Längenausdehnung der Gosaubecken sehr häufig mit alten, bedeutenden Bruchlinien zusammenfällt, deren Ränder durch die Ablagerungen der Gosaukreide überbrückt werden. »Es verdient hervorgehoben zu werden, dass diese Bruchlinien, deren Bildung sonach in die Zeit zwischen dem Neocom und der Gosaukreide fällt, zu den wichtigsten, die Tektonik des ganzen Gebietes beherrschenden Gebirgsbrüchen gehören.«

In Nordtirol hat Rothpletz[2]) eine ausgeprägte Discordanz der Gosaukreide über den bereits von bedeutenden und unregelmässigen Schichtstörungen betroffenen Triasbildungen beobachtet und die Behauptung ausgesprochen, dass eine nicht geringe Anzahl von Dislocationen im Karwendelgebirge, die in keine augenscheinlichen Beziehungen zum jüngeren Faltenbau zu bringen seien, bereits zu Ende der Kreidezeit bestanden habe. In den benachbarten Theilen der Alpen, wo die Kreide discordant auf älteren Triasschichten ruht, sind Aufrichtungen und Verbiegungen der letzteren vor Ablagerung der Gosaubildungen, seiner Meinung nach, mit Bestimmtheit anzunehmen.

Für die südliche Kalkzone der Ostalpen schliesst E. v. Mojsisovics aus dem tektonischen Gegensatze zwischen dem ausschliesslich von Brüchen betroffenen Schollengebiete des südtirolischen Hochlandes und einer Faltungszone im Süden der Val Sugana-Linie und entlang der Etschbucht auf ein ungleiches Alter jener beiden Gebirgstheile. Da jedoch obere Kreide und Eocän auf die Faltungszone beschränkt bleiben und innerhalb des südtirolischen Hochlandes conglomeratartige Bildungen, die man mit einiger Berechtigung in die obere Kreide stellen kann, nur an einer einzigen Localität, dem Col Becchei zwischen Enneberg und Ampezzo, bekannt geworden sind,[3]) kann der

---

[1]) E. v. Mojsisovics, »Ueber die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1883, p. 293.

[2]) A. Rothpletz, »Das Karwendelgebirge«. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpen-Vereins, XIX. Bd., 1888, p. 436, 461, 462.

[3]) E. v. Mojsisovics, »Die Dolomitriffe etc.«, p. 288.

directe Nachweis eines höheren Alters der Tafelbrüche des Schollengebietes gegenüber den Faltungen und Faltungsbrüchen des Etschbuchtgebirges und der Lessinischen Alpen nicht erbracht werden.

Die Entstehung der Hauptstörungen der nördlichen Kalkzone der Ostalpen und, sofern man sich den eben erwähnten Anschauungen von E. v. Mojsisovics anschliesst, auch derjenigen des südtirolischen Hochlandes, fällt beiläufig in die Zeit der Grenze zwischen der unteren und oberen Kreide. Eine genauere Fixirung des Zeitpunktes ist mit Rücksicht auf die noch keineswegs vollständig sichere stratigraphische Stellung der Gosau-Schichten nicht durchführbar. Wenn auch das Cephalopoden führende Niveau der letzteren ein Aequivalent des Emscher Mergels darstellt und nach den Untersuchungen von Peron und Toucas[1]) es immer mehr den Anschein gewinnt, als würde der weitaus grösste Theil der ostalpinen Gosau-Schichten das Senon vertreten, dürfte es gleichwohl vorläufig noch gerathen sein, an dem älteren Standpunkte F. v. Hauer's festzuhalten, der in den Gosau-Schichten eine Vertretung der gesammten oberen Kreide zu erblicken geneigt ist.

Anzeichen einer cretacischen Faltungsperiode liegen auch aus einzelnen Theilen des äusseren Kalkgürtels der Westalpen, insbesondere der Kalkzone des Dauphiné und der Zone des Chablais vor.

Durch die Untersuchungen der schweizerischen und französischen Geologen ist bereits seit geraumer Zeit die Thatsache bekannt geworden, dass das Eocän in den der Zone des Montblanc vorgelagerten Theilen der Westalpen sehr häufig discordant auf verschiedene Stufen der unteren Kreide und noch ältere Bildungen übergreift. Renevier hat eine solche Discordanz des Eocän über die untere Kreide in den Waadtländer Alpen, Gillieron im Simmenthale über untere Kreide und Jura, Kaufmann über Urgon am Pilatus, Escher von der Linth und Vacek in den Glarner Alpen über verschiedene Glieder des älteren Gebirges, Kilian und Lory über der unteren Kreide im Dauphiné und den Basses Alpes beobachtet. Renevier hat aus seinen

[1]) Vergl. C. Diener, »Ein Beitrag zur Kenntniss der syrischen Kreidebildungen«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1887, p. 317 ff.

Beobachtungen in den Waadtländer Alpen den Schluss gezogen, dass nach der am Abschluss der Kreideepoche erfolgten Trockenlegung des Alpengebietes und vor dem Eintritt der eocänen Transgression, von der gleichzeitigen Verschiebung der Strandlinie abgesehen, auch eine wirkliche Biegung oder Faltung des Untergrundes (flexion du sol) geradeso, wie am Schlusse der Carbonzeit erfolgt sei.[1])

Dagegen zeigen die Beobachtungen A. Escher's von der Linth im Gebiete des Säntis, dass hier das Eocän stets normal, concordant auf Seewerkalk liegt. Es hat ferner Vacek[2]) darauf hingewiesen, dass nicht nur die Seewer Schichten dort, wo sie überhaupt entwickelt erscheinen, sondern auch noch der Gault mit dem Eocän zusammen eine einheitlich gelagerte, unter sich concordante Schichtgruppe bilden. Die Discordanz beginnt daher bereits mit dem Gault, und veranlasst lediglich der Umstand, dass die Sedimente der oberen Kreide in den Schweizer Alpen eine sehr geringe, die einer positiven Bewegung der Strandlinie entsprechenden Ablagerungen des Eocän dagegen eine sehr weite Verbreitung besitzen, die Erscheinung des häufigen Uebergreifens des Eocän über die älteren Formationsglieder. In gleicher Weise sieht man in der Zone des Montblanc auf den Centralmassen des Dauphiné in der Regel den Lias über die abradirten Schichtköpfe der krystallinischen Schiefer übergreifen und nur an wenigen Stellen noch die rhätische Stufe oder gar noch tiefere Triasglieder an der Transgression theilnehmen.

Auch C. Schmidt[3]) erwähnt des häufigen Fehlens der Kreide in den inneren Ketten der Kalkalpen der West- und Mittelschweiz und die directe Ueberlagerung älterer Schichtglieder, wie des Jura, durch Eocän. Während er sich jedoch den Meinungen von Lory, Baltzer u. A. in Bezug auf eine postcarbonische Faltung in den Westalpen

---

[1]) E. Renevier, »Histoire géologique de nos Alpes Suisses«. Extrait des Arch. des sciences de Genève, 1887, p. 53.

[2]) M. Vacek, »Ueber Vorarlberger Kreide«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1879, XXIX. Bd., p. 696, und »Beitrag zur Kenntniss der Glarner Alpen«, ibid. 1884, XXXIV. Bd., p. 235 u. 238.

[3]) C. Schmidt, »Zur Geologie der Schweizer Alpen«. Basel 1889, p. 37.

anschliesst, hält er die mannigfaltigen Verschiebungen von Meer und Land während der mesozoischen Aera für Vorgänge, die nicht durch gebirgsbildende Kräfte bedingt waren. Als Beweis für die Annahme, dass innerhalb der schweizerischen Kalkzone die Sedimente bei der Trockenlegung und der erneuerten Ueberfluthung durch das Meer nicht wesentlich in ihrer horizontalen Lage gestört wurden, führt er eine Beobachtung am Fusse des Beatenberges an, wo über dem Gault eocäner Nummulitensandstein vollständig concordant liegt, der zahlreiche Bruchstücke des unterlagernden Gault enthält. Es können also während der Zeit zwischen dem Absatz des Gault und des Eocän die Schichten hier keine merkliche Aufrichtung erfahren haben.

Diese Beobachtung stimmt sehr gut mit der oben mitgetheilten Erfahrung überein, dass Gault, Seewerkalk und Eocän einen unter sich concordanten Schichtcomplex darstellen, sie spricht aber keineswegs gegen die Möglichkeit einer Gebirgsfaltung, die vor Absatz des Gault stattgefunden hätte. Es entsteht daher die Frage, ob die Lagerungsverhältnisse der obercretacisch-eocänen Schichtgruppe (mit Einschluss des Gault) sich durch eine blosse Transgression über ältere Formationsglieder erklären lassen, oder ob thatsächlich Anzeichen von tektonischen Störungen vor Absatz jener Schichtgruppe in dem Grundgebirge nachweisbar seien.

Anzeichen solcher Art begegnet man in den Schweizer Alpen vor Allem entlang jener schmalen Zone der stärksten Zertrümmerung in den äusseren Theilen des Gebirges, die in einem früheren Abschnitt dieser Darstellungen als »Hauptklippenlinie« bezeichnet wurde und die an der Grenze der Zone des Chablais gegen die Berner Kalkalpen und die Kalkzone der Nordostschweiz sich hinzieht. Hier ragen ältere Formationsglieder, insbesondere solche des Jura und der unteren Kreide, an zahlreichen Stellen aus der eocänen Sedimentdecke und bilden in jeder Hinsicht ein Gegenstück zu den bekannten Aufbrüchen des Jura in der Klippenzone der Karpathen. Allerdings vermag die blosse Thatsache einer discordanten Anlagerung des eocänen Flysch an die älteren Klippen noch nicht die Annahme einer dem Absatz des Eocän vorangegangenen Schichtstörung der

letzteren zu begründen. Die Discordanz mag in vielen Fällen lediglich durch Erosion während einer Periode der Trockenlegung oder — im Sinne der Anschauung von Neumayr — durch das ungleichartige Verhalten des Materials gegenüber den bei der Gebirgsbildung wirksamen Druckkräften veranlasst worden sein. Es gibt jedoch innerhalb der erwähnten Klippenzone einige Lagerungsverhältnisse, die nur unter der Voraussetzung verständlich erscheinen, dass hier ältere Schichtstörungen des Untergrundes vorliegen, die bereits vor Ablagerung der obercretacisch-eocänen Schichtgruppe eingetreten sein müssen.

Eines der vorzüglichsten Beispiele bietet die von Renevier[1] beschriebene Klippe von Vuargny im Thale der Grande Eau. Die mesozoischen Bildungen sind hier durch fossilführende Ablagerungen der rhätischen Stufe, Dogger und Malm vertreten. Die ganze Schichtfolge ist vollständig überstürzt. Zu unterst liegt der Malm, darüber der Dogger und auf diesem mit einer deutlich ausgesprochenen Discordanz die rhätische Stufe. An die in verkehrter Ordnung über einander folgenden mesozoischen Schichtglieder lehnt sich mit scharfer Discordanz der eocäne Flysch. Die Lagerungsverhältnisse lassen hier keine andere Deutung zu als jene, dass die Ueberstürzung der mesozoischen Schichtglieder bereits vor Absatz des Eocän stattgefunden habe, da das discordante Uebergreifen des Eocän über dieselben sonst unerklärlich bliebe. Diese Stelle kann gleichzeitig als ein lehrreiches Beispiel für die verschiedenartige Bedeutung von Discordanzen dienen. Auch zwischen dem Dogger und dem Rhät ist eine Discordanz nachweisbar, aber es genügt zu einer Erklärung derselben die Annahme einer einfachen Transgression über erodirten Schichtflächen des Rhät, ohne dass das Vorhandensein einer tektonischen Störung vor Absatz des Dogger vorausgesetzt werden müsste. Der Flysch dagegen überlagert mit Discordanz einen überstürzten Schichtcomplex, dessen überkippte Lagerung daher älter sein muss als die nachfolgende eocäne Transgression.

---

[1]) Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, livr. XVI, Berne 1890, p. 133 u. 189.

Andere Profile von Renevier durch die Klippenzone der Waadtländer Alpen lassen ähnliche Beziehungen des Flysch zum Grundgebirge erkennen. In einem Profil vom Rhônethal zur Schlucht von St. Barthélémy beispielsweise liegt flach gelagerter Flysch discordant über den abradirten, 45° einfallenden Schichten von Oberem Jura und Neocom. Auch dieses Lagerungsverhältniss setzt eine Aufrichtung der jurassischen und untercretacischen Schichten vor Absatz des Eocäns voraus.

Die klippenförmigen Aufbrüche des sogenannten Keuperbeckens am Vierwaldstätter See, insbesondere die Lagerungsverhältnisse der allseitig von Eocän umgebenen Scholle der Giswyler Stöcke, legen gleichfalls die Vermuthung einer theilweisen, voreocänen Störung des Schichtgefüges in jenen Schollen nahe, wenn auch die bedeutendsten Dislocationen erst posteocänen Alters sein mögen, wie das häufige verkehrte Einfallen des Flysch unter die jurassischen Klippenkalke beweist.

In der Kalkzone des Dauphiné hat Lory,[1]) dessen ausgezeichnete Arbeiten die Kenntniss der französischen Alpen in so vielfacher Weise gefördert haben, zuerst auf eine Reihe von Erscheinungen aufmerksam gemacht, die von ihm selbst als Spuren einer cretacischen Gebirgsbildung gedeutet wurden.

Nach Lory's Beobachtungen liegt die ausgedehnte, flach gelagerte Scholle von Eocän in der Umgebung von Embrun und Barcelonnette am Südrande des Pelvoux-Massivs auf den verschiedensten Schichtbildungen von den krystallinischen Schiefern bis zum Oxford und umgibt mit horizontalen Schichtbänken steilstehende Juraklippen, die ihre Entstehung Dislocationen von präeocänem Alter verdanken. Im Dévoluy liegt noch das Senon concordant an der Basis der eocänen Nummulitenkalke, aber mit scharfer Discordanz über steil aufgerichteten, abradirten Schichtköpfen des braunen Jura.[2])

[1]) Ch. Lory, »Remarque au sujet des Alpes de Glaris et des allures du terrain éocène dans les Alpes«. Bull. Soc. géol., sér. 3, t. XII, 1884, p. 726.

[2]) Ch. Lory, »Note sur les terrains du Dévoluy (Hautes-Alpes)«. Bull. Soc. géol., sér. 2, t. X, p. 33.

Ebenso hält Lory die triassischen und jurassischen Inseln in der Umgebung von Thônes, bei Sullens und jene der Annes in den Savoyer Alpen für Klippen, die von jüngeren Kreide- und Flyschbildungen umlagert sind, und nicht für die Reste von grossen, liegenden Falten (lambeaux de recouvrement) im Sinne von Bertrand.

Eine scharf ausgesprochene Discordanz existirt nach Lory zwischen dem Eocän und den älteren Schichtgliedern auch innerhalb der Zone des Briançonnais. Jener lange Streifen intensiv gefalteter Nummulitenschichten, der dem Westrande der Zone des Briançonnais entlang von Ville Vallouise bis St. Jean de Maurienne zieht und an seiner Basis zumeist mit mächtigen Conglomeratmassen (Aiguilles d'Arves) beginnt, liegt vollständig discordant auf dem Grundgebirge (Schistes lustrés und Calcaire du Briançonnais).

Die Lagerungsverhältnisse der Kreide auf dem Mont Chaberton sind leider noch viel zu wenig bekannt, um hier eine Besprechung zuzulassen. Dagegen verdient die Thatsache Erwähnung, dass Portis[1]) bei Vinadio eine discordante Auflagerung der obercretacischen Hippuritenkalke über jurassischen Schichtgliedern beobachtete.

Die discordante Auflagerung der eocänen Nummulitenkalke über älteren, gestörten Schichten (Discordance angulaire) ist auch von W. Kilian[2]) im Gebiete des oberen Ubayethales beobachtet und als Beweis für eine voreocäne Gebirgsfaltung angesehen worden.

Es ist nur eine geringe Zahl von Anzeichen einer cretacischen Gebirgsfaltung, die ich bisher namhaft zu machen in der Lage war. Das in der geologischen Literatur vorhandene, für die Behandlung dieser Fragen geeignete Material gewährt eine verhältnissmässig dürftige Ausbeute. Trotz aller Unvollständigkeit jedoch treten einige Ergebnisse mit hinreichender Deutlichkeit hervor, um als Ausgangspunkte für weitere Betrachtungen dienen zu können.

---

[1]) Vergl. W. Kilian, »Description géologique de la Montagne de Lure«. Annales des scienc. géol., XX, 1889, p. 167.

[2]) Compte-Rendu sommaire des séances de la société géologique de France. 2 Février 1891, p. 8.

In den Ostalpen fällt, wie sich gezeigt hat, die erste Anlage der nördlichen Kalkzone und wahrscheinlich auch jene des als Bruchgebiet charakterisirten südtirolischen Hochlandes in die Kreideepoche. Spuren einer cretacischen Gebirgsfaltung zeigen sich ferner in den Kalkalpen der Schweiz, des Dauphiné und der Zone des Briançonnais, doch haben alle diese zuletzt genannten Gebirgstheile ihre Hauptfaltung erst am Schlusse der Eocänzeit erlitten. Es besteht nun eine auffallende Analogie zwischen den Alpen und den Pyrenäen darin, dass in diesen beiden Gebirgen nicht nur übereinstimmend Anzeichen einer permischen Faltung der älteren Gesteine mit Einschluss des Carbon sichtbar sind, sondern dass auch in den Pyrenäen nach den Darstellungen von Magnan[1]) derselbe Gegensatz in der Verbreitung der unteren und oberen Kreide sich geltend macht wie in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen.[2]) Nicht minder bemerkenswerth ist es, dass die Lagerungsstörungen, welche die Pyrenäen innerhalb des Zeitraumes zwischen dem Absatze jener beiden Formationen betrafen, ähnlich wie in den Alpen des Dauphiné und in einem Theile der nördlichen Kalkzone der Ostalpen in der Bildung von grossen, im Streichen des Gebirges liegenden Dislocationen sich äusserten.

E. v. Mojsisovics hat die Ansicht ausgesprochen, dass die cretacische Faltungsphase für die Ostalpen die Angliederung je einer neuen Kette am Nord- und Südrande des postcarbonischen Gebirges bedeute. Für die Westalpen scheinen sich nunmehr ähnliche Verhältnisse ergeben zu wollen. Auch hier sprechen die bisherigen, allerdings noch

---

[1]) H. Magnan, »Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières«. Mém. Soc. géol., sér. 2, t. X, p. 80, 100, 105.

[2]) Die Discordanz fällt in den Pyrenäen zwischen die Ablagerungen des hier sehr mächtig entwickelten Gault und des Cenoman, während in der Kalkzone der Schweizer Alpen, soweit eine Discordanz überhaupt beobachtet ist, der Gault bereits an der discordant aufgelagerten Serie theilnimmt. In den Kalkalpen des Dauphiné scheinen mir ausreichende Beobachtungen nicht vorzuliegen, um die Frage, ob der Gault noch an den cretacischen Störungen des Gebirges Antheil nimmt, entscheiden zu können. Der Gault tritt hier den übrigen Gliedern der unteren Kreide gegenüber, woferne er überhaupt entwickelt ist, sehr zurück. Sichergestellt ist durch die Untersuchungen von Lory bisher nur die Discordanz des Senon.

sehr unvollständigen Erfahrungen über die Verbreitung der Anzeichen einer cretacischen Gebirgsfaltung für die Angliederung je einer Kette am Aussen- und Innenrande der Zone des Montblanc.

c) Miocäne Faltungsphase. Die Hauptfaltung der Alpen ist von der Mehrzahl der Geologen bis in die jüngste Zeit generalisirend in die miocäne Epoche verlegt worden. Lory, Fontannes, Studer, Desor, Heim, Gümbel, F. v. Hauer, Suess und Andere haben diese Phase der Alpenfaltung mit grosser Ausführlichkeit behandelt. Ich werde mich daher hier auf die Anführung der bisher weniger beachteten Punkte beschränken, soweit dieselben für die in diesem Abschnitte zu erörternden Fragen in Betracht kommen.

Für die Annahme, dass die gesammten Alpen während der Miocänzeit von faltenden Bewegungen ergriffen wurden, liegen keine ausreichenden Beweise vor. In der Centralzone der Ostalpen sind intensive faltende Bewegungen ohne Zweifel noch in postliassischer Zeit eingetreten. In der Bernina-Gruppe sind nach den Aufnahmen von Theobald triassische und liassische Bildungen vielfach innerhalb der krystallinischen Schiefer eingefaltet worden, und Gümbel beschreibt complicirte Faltungen und Schichtstörungen der mesozoischen Sedimentdecke im Engadin. Die von Stache und Teller beschriebenen Einfaltungen triassischer Diploporenkalke im Penser und Villgrattner Gebirge können als weitere Beispiele dienen. Selbst die im grossen Ganzen flach gelagerten mesozoischen Denudationsreste auf den Höhen der Stubaier Alpen südlich von Innsbruck sind nicht von späteren Dislocationen verschont geblieben. Ob indessen jene gebirgsbildenden Bewegungen in die jüngere Tertiärzeit oder schon in eine frühere Epoche fallen, muss als eine offene Frage betrachtet werden. Die jüngsten Bildungen, die man wenigstens in der westlichen Hälfte der Centralzone der Ostalpen, die bisher bei den vorstehenden Erörterungen zumeist in Betracht gezogen wurde, in gestörter Lagerung kennt, gehören dem Lias an. Wir können daher über das Alter der jüngsten Bewegungen innerhalb dieses Theiles der Centralzone nur sagen, dass die letzteren nach Absatz des Lias eingetreten sein müssen, wobei es zweifelhaft bleibt, ob sie sich während der Kreidezeit oder

während der jüngeren Tertiärzeit oder — was die meiste Wahrscheinlichkeit für sich hat — in beiden Epochen abgespielt haben.

Die nördliche Kalkzone hat posteocäne Bewegungen erfahren, wenngleich die Anlage der für den Bau derselben maassgebenden Störungen bereits in die Kreidezeit fällt. Für das Bruchgebiet des südtirolischen Hochlandes ist der Einfluss posteocäner Lagerungsstörungen nicht zu erweisen. Die südliche Faltungszone und die nördliche Flyschzone der Ostalpen dagegen haben ihre gesammte Aufrichtung erst am Schlusse der Eocänzeit erfahren.

In den Westalpen sind sämmtliche Zonen mit Ausnahme eines Theiles der Zone des Montblanc am Schlusse der Eocän-, beziehungsweise Oligocänzeit von faltenden Bewegungen betroffen worden. Die äusseren sedimentären Gürtel der Zone des Montblanc, die Kalkalpen der Mittel- und Nordostschweiz, die Kalkzone des Dauphiné, die Zone des Chablais, der Jura und die südwestliche Umwallung der Seealpen haben damals ihre Hauptfaltung erlitten. Auch die Zone des Briançonnais hat eine intensive nacheocäne Faltung erfahren, wie die sehr beträchtlichen Schichtstörungen in dem schmalen Eocänstreifen beweisen, der den Ostrand des Pelvoux-Massivs begleitet und sich über St. Jean de Maurienne hinaus bis in die Kette des Cheval Noir fortsetzt. Auch die Faltung der Zone des Monte Rosa ist aller Wahrscheinlichkeit nach posteocänen Datums. Wohl sind innerhalb dieser Zone selbst jüngere gefaltete Bildungen als der zum Theil triassische, zum Theil jurassische Calcaire du Briançonnais nicht vorhanden, allein die grosse Ueberschiebung am Aussenrande der Zone des Monte Rosa über jene des Briançonnais, die ihre stärkste Aufrichtung erst in nacheocäner Zeit erfuhr, spricht mit grosser Entschiedenheit zu Gunsten einer miocänen Faltung der ersteren.

Wenn man die Faltung der Zone des Monte Rosa in die miocäne Phase der alpinen Gebirgsbildung verlegt, so ergibt sich consequenter Weise auch für die Entstehung der grossen Grabenbrüche, zwischen denen der Amphibolitzug von Ivrea an der Grenze zwischen den Ost- und Westalpen eingesenkt ist, ein posteocänes Alter. Auch für das Adula-System muss man, von der älteren Aufrichtung desselben ab-

gesehen, auf eine zweite, nacheocäne Faltung schliessen, da dasselbe die Zone des Briançonnais ebenso überschiebt wie die Zone des Monte Rosa, und für die letztere nicht nur ein stauendes Hinderniss bildete, vor dem die O.—W. oder NW.—SO. gerichteten Falten des Pizzo Lucomagno und Monte di Sobrio erlöschen, sondern das Tessiner Massiv in seiner vollen Breite abschneidet, was eine mit der Faltung desselben gleichzeitige oder jüngere Aufrichtung voraussetzt.

Die östliche Hälfte der Zone des Montblanc hat im Aarmassiv am Schlusse der Eocänzeit jenen intensiven Zusammenschub erlitten, der in der Bildung liegender Falten entlang der Contactzone des Berner Oberlandes und der Ueberschiebung des Eocän in den Glarner Alpen seinen schärfsten Ausdruck fand. Die nacheocänen Bewegungen waren hier so bedeutend, dass sie die ältere permische Faltung stellenweise vollständig überwältigt und verwischt haben. Auch die Entstehung der Grabenversenkung des Seezthales und der Einbruch des Prättigau fallen in die miocäne Faltungsphase, wenngleich die erste Anlage des letzteren bereits aus einer früheren Epoche der Erdgeschichte, wie E. v. Mojsisovics[1]) meint, vielleicht schon aus der Zeit des unteren Lias, datirt.

Der südwestliche Abschnitt der Zone des Montblanc — mit Ausnahme der in dieser Hinsicht noch zu wenig bekannten Seealpen — zeigt hingegen wesentlich andere Verhältnisse als die Umrandung des Aarmassivs.

An dem Südrande der Centralmasse von Oisans tritt, wie Lory's[2]) Untersuchungen lehren, das ausgedehnte Sandsteingebirge des Embrunais in die Streichrichtung der Zone des Montblanc. Die Schichtbänke dieses eocänen Gebirges sind, obwohl sie locale Fältelungen mannigfacher Art zeigen, die jedoch lediglich durch die eigene Schwere in den plastischen Gesteinen hervorgebracht wurden und mit den bei der Faltung eines Gebirges entstehenden Wellen nicht verwechselt werden dürfen, im Allgemeinen auf eine weite Er-

[1]) E. v. Mojsisovics, »Die Bedeutung der Rheinlinie für die geologische Geschichte der Alpen«. Verh. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1873, p. 151.

[2]) Ch. Lory, »Description géologique du Dauphiné etc.«, p. 465.

streckung hin horizontal gelagert und weder in einer bestimmten Richtung gefaltet, noch dislocirt. Das ganze Bett des Drac d'Orcières und ein Theil des Drac de Champoléon ist in diesen Sandstein eingegraben, dessen horizontale Schichtung besonders deutlich auf der rechten Seite des Drac vom Zusammenflusse seiner beiden Quellarme bis St. Bonnet sichtbar ist.

Diese Thatsachen sind ein gewichtiges Argument zu Gunsten der Anschauungen von Lory, der eine nacheocäne Faltung der Centralmassive des Dauphiné und ihrer sedimentären Decke für ausgeschlossen hält und die Zertrümmerung derselben durch grosse, im Streichen des Gebirges liegende Bruchlinien als maassgebend für die Tektonik dieses Abschnittes der Zone des Montblanc erachtet.

Es scheinen in der That, wie schon Baltzer und Schmidt betont haben, das Aarmassiv und die französischen Centralmassen der Zone des Montblanc sich den gebirgsbildenden Kräften der miocänen Faltungsphase gegenüber ungleichartig verhalten zu haben. Im Aarmassiv sind die Sedimente vielfach in die Faltung des Centralmassivs miteinbezogen worden, in den Alpen des Dauphiné ist dies, wenigstens nach den Darstellungen von Lory, nicht der Fall gewesen. In der Contactzone des Berner Oberlandes ist das Eocän intensiv gefaltet, desgleichen in der Tödi-Windgällen-Gruppe, im Embrunais liegt es flach und lässt auf weite Strecken keinerlei nennenswerthe Störung erkennen. Diese Unterschiede sind zu schwerwiegender Art, als dass man sie lediglich auf die Verschiedenheit der theoretischen Ansichten der Beobachter zurückzuführen vermöchte.

Frech hat die zeitliche Uebereinstimmung der Entstehung der bedeutendsten Dislocationen in den alten variscischen Gebirgen Mitteleuropas mit der miocänen Faltung der Alpen hervorgehoben. Zieht man die Consequenzen aus den Beobachtungen von Lory über die Structur der Zone des Montblanc im Gebiete des Dauphiné, so ergibt sich, dass das Verhalten der letzteren den tektonischen Vorgängen der miocänen Faltungsphase gegenüber, demjenigen der variscischen Gebirge im Gebiete des französischen Centralplateaus ähnlich war. Auch die Massive der Grandes Rousses, von Oisans und Belle-

donne sind Horste, wie das französische Centralplateau, wenn auch an ihrem Rande einzelne posthume Bewegungen noch Ueberschiebungen, wie bei Champoléon oder am Fusse der Meije veranlasst haben. Auch in den Centralmassen des Dauphiné sind Brüche die fast allein herrschende Störungsform, die in dem heutigen geologischen Relief des Landes zum Ausdruck kommt.

In hohem Grade bezeichnend ist auch der Parallelismus der Bruchlinien des französischen Centralplateaus und der Hochalpen des Dauphiné. Von der grossen, vulcanischen Spalte im Westen der Limagne, der die Feuerberge der Puys, des Mont Dore und Cantal aufgesetzt sind, über den Rhônebruch bis zu der östlichen Grenzfaille der Zone des Montblanc zeigen die bedeutendsten Dislocationen beider Gebiete gleichsinniges Streichen. Es hat den Anschein, als wäre die faltende Kraft in diesem Theile der Westalpen am frühesten erloschen und als wäre der Umriss der Centralmassen von Oisans, Belledonne und der Grandes Rousses geradeso, wie derjenige des französischen Centralplateaus und des Morvan durch Brüche bestimmt, an denen jedoch im Gegensatze zu den Randbrüchen der variscischen Horste auch schuppenartige Aufschiebungen der einzelnen Staffeln sich geltend machten.[1])

Die gebirgsbildenden Processe während der miocänen Faltungsphase haben sich über einen verhältnissmässig langen Zeitraum erstreckt. Schon Lory und Heim haben betont, dass dieselben in den inneren Theilen der Alpen früher begannen und ebenso auch am frühesten zum Stillstande kamen, dass sie erst später die äusseren sedimentären Zonen ergriffen, in diesen aber vielleicht selbst noch nach der Miocänzeit bis ins Pliocän fortdauerten. In der südlichen Kalkzone der Ostalpen ist eine sehr ausgesprochene Discordanz zwischen dem Miocän und den älteren Schichtbildungen bemerkbar. Das Miocän selbst aber ist seinerseits wieder stark gefaltet und dislocirt. Die ersten tektonischen Bewegungen sind hier schon am

[1]) Vergl. F. v. Richthofen, »Führer für Forschungsreisende«. Berlin 1886, p. 666, und J. Gosselet, »Études sur les travaux de Charles Lory«. Bull. Soc. Belge de géologie, t. IV, 1890, p. 71.

Schlusse der Eocänzeit eingetreten, haben aber während der miocänen Epoche und möglicherweise selbst noch nach der letzteren angedauert, da auch noch die jüngeren miocänen Schichten am Südrande der Alpen stellenweise namhafte Lagerungsstörungen aufweisen.

Am Nordrande der Flyschzone der Ostalpen sind östlich von der Salzach jungmiocäne Schichtstörungen nicht zu beobachten. Es nehmen, wie schon F. v. Hauer[1]) betont hat, am Südrande der Ostalpen jüngere Schichten als in Oberösterreich an der Aufrichtung des Gebirges theil. Nur an den kesselförmigen Randbrüchen der Alpen gegen das pannonische Tiefland, deren Entstehung in die Zeit zwischen der ersten und zweiten Mediterranstufe fällt, haben Miocänbildungen vom Alter der Lignite von Pitten noch spätere Dislocationen erfahren.

In den Westalpen ist insbesondere die Aufwölbung der Molasse von Aix-les-Bains bis zum Iller ein Effect der jungmiocänen Faltung. Der Gegensatz, der zwischen der einheitlichen, fast ununterbrochen hinstreichenden Curve der nördlichen Antiklinale und den den Bogensegmenten der Ketten des Chablais, der Freiburger Alpen und des Pilatus benachbarten, in sehr unregelmässiger Weise überschobenen und gefalteten Theilen des Molassestreifens besteht, macht eine zeitliche Uebereinstimmung der Faltung dieser beiden Theile des Vorlandes unwahrscheinlich. Man darf wohl vermuthen, dass die Bewegungen in den der Zone des Chablais anliegenden Theilen, und zwar unter dem directen Einflusse der Faltung dieser Zone zuerst sich geltend machten, und dass erst hierauf ein Zusammenschub der Schichten, der innerhalb des Molassestreifens selbst seinen Ausgang nahm und keinerlei Abhängigkeit von der Faltung des Gebirgsbogens des Chablais und der Freiburger Alpen erkennen lässt, die Aufwölbung der äusseren Antiklinale bewirkte.[2])

---

[1]) F. v. Hauer, »Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino«. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, XXV, 1857, Heft 1, p. 347.

[2]) Das successive Fortschreiten der gebirgsbildenden Bewegungen von den inneren Theilen der Alpen gegen aussen während der miocänen Faltungsphase, auf das wohl Lory zuerst aufmerksam machte, wird durch die neueren Untersuchungen der schwei-

Eine lehrreiche Bestätigung für die Thatsache, dass verschiedene Theile der äusseren sedimentären Zonen der Westalpen während der miocänen Faltungsphase nicht gleichzeitig von Lagerungsstörungen betroffen wurden, haben die Ergebnisse der Beobachtungen von Kilian[1]) in der Montagne de Lure und der äusseren Umwallung des Dauphiné und der Seealpen geliefert.

Die ältesten Störungen sind jene, die theils dem Streichen der Falten des Randgürtels der Seealpen, theils der Richtung der südlichsten, noch unter dem Einfluss des Pelvoux-Massivs stehenden Ketten folgen. Diesem System gehören die Brüche von St. Geniez und Esparron, ferner die nördliche Antiklinale der Chaîne de Lure an. Alle diese Störungen sind älter als das mittlere Miocän (helvetische Molasse), das beispielsweise bei Arpil in ungestörter Lagerung das Ende der Nordantiklinale der Chaîne de Lure bedeckt.

Ein zweites System von Störungen ist jünger als das mittlere Miocän. Es gehören demselben beispielsweise die Falten und Faltenverwerfungen der Montagnes de Lans, de Royans und des Vercors an, wo die helvetische Molasse in dislocirten Schollen (wie bei Villars de Lans oder St. Julien en Vercors) an den Bewegungen des Kreidegebirges theilgenommen hat.

Ein drittes System von Störungen endlich ist noch jugendlicheren Alters. Es sind die Faltungen im Sinne des provençalischen Bogenstückes, das Bertrand, Kilian, E. de Margerie u. A. als ein Glied der Pyrenäen betrachten. Die Hauptantiklinale der Chaîne de Lure und die dieselbe begleitenden Dislocationen sind an dieser Stelle zu nennen. Hier liegt nicht nur die marine Molasse des mittleren Miocän an der Bruchlinie von Montbrun eingeklemmt, sondern es sind am Ostrande der Kette bei Vaumuse und Le Cognet selbst noch jüngere Schichten

zerischen Geologen innerhalb der Molassezone selbst immer mehr bestätigt. Die ältere Meinung, dass auch in den Hochgebirgstheilen der Westalpen die Faltung erst am Schlusse der Miocänzeit oder gar erst während der pliocänen Epoche ihre grösste Intensität erreicht habe (vergl. A. Baltzer, »Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues«, p. 35), entbehrt gegenwärtig einer hinreichenden Begründung.

[1]) W. Kilian, »Description géologique de la Montagne de Lure«. Annales des scienc. géol., XX, 1889, p. 90 u. 159.

von obermiocänem Alter von den faltenden Bewegungen betroffen worden. Am Rande des Miocänbeckens der unteren Durance, das in die Region der Schaarung der provençalischen Ketten, der Kalkzone des Dauphiné und der Umwallung der Seealpen bis Digne eingreift, folgen nämlich concordant über der mittelmiocänen Molasse die Conglomerate von Les Mées und des Plateaus von Valensole, deren obermiocänes Alter durch Fontannes sichergestellt wurde. Da auch diese Bildungen wenigstens theilweise von der Gebirgsfaltung ergriffen worden sind, während die gleichalterigen Tertiärschichten im Rhônethal am Aussenrande der Kalkzone des Dauphiné flach und ungestört liegen, darf die Aufrichtung der Hauptantiklinale der Montagne de Lure wohl als nachmiocän angesehen werden.

In den französischen Kalkalpen sind somit während der miocänen Faltungsphase mindestens zu drei verschiedenen Zeiten tektonische Bewegungen eingetreten. Eine Gruppe von Störungen ist älter als das mittlere Miocän, eine zweite ist jünger als das mittlere Miocän, aber älter als die Bildung der obermiocänen Conglomerate von Les Mées, eine dritte endlich ist obermiocänen oder nachmiocänen Alters.

Tertiäre Ablagerungen der dritten und vierten Mediterranstufe im Sinne von Suess haben, wie sich aus den eingehenden Darstellungen von Fontannes[1]) ergibt, im Gebiete des Rhônethales nirgends mehr an der Aufrichtung der Alpen theilgenommen. Sie liegen stets flach und sehr häufig discordant über den Bildungen der beiden älteren Mediterranstufen oder in jüngeren Erosionsfurchen innerhalb der letzteren. Das von Suess[2]) erwähnte Profil von Montélimar lässt diese Beziehungen der dritten zur ersten und zweiten Mediterranstufe deutlich erkennen.

Die von Frech constatirte zeitliche Uebereinstimmung der tertiären Brüche am Rande der variscischen Horste in Mitteleuropa mit der miocänen Faltung der Alpen ist bereits betont worden. Es sei noch erwähnt, dass auch der Einbruch des piemontesischen Senkungsfeldes

[1]) F. Fontannes, »Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône«. Lyon et Paris 1875—1881.

[2]) E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, I. Bd., p. 388.

wahrscheinlich in die Zeit des unteren oder mittleren Miocän fällt, da bereits Bildungen vom Alter der ersten Mediterranstufe, wie die Serpentinsande von Turin innerhalb des eingesunkenen Theiles der Po-Ebene erscheinen und sich discordant an den Bruchrand anlehnen.

Blicken wir zurück auf den Bau und die orogenetischen Verhältnisse der Westalpen.

Mindestens dreimal sind innerhalb des Gebietes, das gegenwärtig die Westalpen einnehmen, faltende Bewegungen eingetreten. Am Schlusse der carbonischen oder zu Beginn der permischen Epoche wurde die Zone des Montblanc von einer ersten und, wie es scheint, intensiven Faltung ergriffen. Während der Kreidezeit machen sich die Anzeichen einer weiteren gebirgsbildenden Bewegung am Nord- und Südrande dieser ältesten Zone geltend. Am Schlusse der Oligocänzeit endlich und zum Theil noch während der Miocänzeit vollzieht sich eine Aufrichtung des gesammten Gebirges, die nicht nur die äusseren Zonen zu beiden Seiten desselben, sondern auch die Zone des Montblanc nochmals betraf, wenngleich ihre Wirkungen innerhalb der letzteren im Aarmassiv und den auf französischem Boden gelegenen Centralmassen sich in verschiedener Weise geäussert haben. Ein Fortschreiten der Gebirgsbildung von der Zone des Montblanc gegen die äusseren Theile der Westalpen auf der Nord- und Südseite jener Zone, die somit den eigentlichen Rückgrat des Gebirges darstellt, ist wahrscheinlich, obwohl die thatsächlichen Beobachtungen noch nicht ausreichen, eine solche Annahme über den Standpunkt der Hypothese zu erheben.

Ungeachtet der zeitlichen Verschiedenheit der gebirgsbildenden Vorgänge in den einzelnen Zonen sind die Westalpen in ihrer Gesammtheit durchaus einheitlich gebaut. In den inneren wie in den äusseren Theilen derselben ist die Bewegung innerhalb der einzelnen Faltensysteme in dem gleichen Sinne erfolgt.

Schon in seiner grundlegenden Arbeit über die Entstehung der Alpen konnte Eduard Suess[1]) die Westalpen als ein einseitig gebautes Gebirge oder eine Gruppe einseitiger, aneinander geschobener Gebirgsstreifen bezeichnen, »gebildet durch eine Kraft, welche in einer von der horizontalen nicht sehr abweichenden Richtung aus Ost, Südost und Süd senkrecht auf das Streichen des Gebirges sich äusserte«. Die neueren Erfahrungen über den Bau der Westalpen haben zahlreiche weitere Beweise für die Richtigkeit dieser Auffassung geliefert.

Soweit innerhalb der Westalpen Anzeichen einer Faltung sichtbar sind, weisen sie auf eine von der concaven Innenseite des Gebirgsbogens gegen aussen gerichtete Bewegung hin.

Man darf es gegenwärtig als eine feststehende Thatsache betrachten, dass der Bau der äusseren Umwallung der Seealpen, der Kalkzone des Dauphiné, der Zone des Chablais und der äusseren Kalkzone der Mittel- und Nordostschweiz ausschliesslich durch Falten oder aus solchen hervorgegangene Wechselflächen beherrscht wird, an welchen eine Ueberschiebung gegen den Aussenrand des Gebirges stattfindet. Wo innerhalb einer Faltenschaar dieses äusseren Gürtels der Zone des Montblanc selbstständige Krümmungen sich bemerkbar machen, ist die Bewegung stets gegen die convexe Seite der Krümmung gerichtet. Sie wendet sich beispielsweise innerhalb des Bogensegmentes, das die mesozoische Umwallung des Pelvoux-Massivs beschreibt, ebenso vollständig gegen Süden, wie in der weiteren Fortsetzung der Kalkzone des Dauphiné nach Westen und Nordosten; ja, es kann für die Structur der äusseren Zonen in den Westalpen geradezu als ein allgemeines Gesetz bezeichnet werden, dass die convexe Seite der dem Verlaufe eines Faltenzuges entsprechenden Curve zugleich auch diejenige ist, an der Ueberfaltungen und Ueberschiebungen eintreten.[2])

[1]) Eduard Suess, »Die Entstehung der Alpen«. Wien 1875, p. 31.

[2]) Es mag nicht überflüssig sein, ausdrücklich zu betonen, dass diese Regel ausserhalb der Westalpen, obwohl sie auch auf zahlreiche andere Gebirge Anwendung findet, doch keineswegs eine uneingeschränkte Geltung besitzt.

Scheinbare Ausnahmen bilden nur die im Streichen der Kalkzone der Mittelschweiz gelegenen Doppelschlingen, wie jene im Rosenlauithal, wo einer südlichen, nordwärts überschobenen Falte eine nördliche, nach Süden übergeneigte entgegensteht. Es stellen sich jedoch, wie an einer früheren Stelle auseinandergesetzt wurde, die nach den inneren Theilen des Gebirges blickenden Flügel jener Doppelschlingen als Stücke von Fächerfalten dar, bei welchen die Stauung in den tieferen Partien der Falte so intensiv war, dass ein Ueberneigen der weniger eng gepressten, oberen Partien nach beiden Seiten hin stattfand. Andere Ueberschiebungen, wie jene des Verrucano über das Eocän im Glarnergebiete, oder an dem Rande der Grabenversenkung des Walen Sees und im Seezthale, erfolgen ebenfalls in der Richtung gegen die Innenseite des Gebirges. Allein diese Ueberschiebungen liegen nicht im Streichen der Falten, sondern schneiden das letztere in einem mehr oder weniger steilen Winkel. Es ist aber selbstverständlich, dass für die Beurtheilung der Richtung der faltenden Bewegung »in gefalteten Gebirgen nur die Faltungen selbst und die streichenden Brüche oder Wechsel, von denen sie begleitet sind, maassgebend sein können«.[1])

Die Zone des Montblanc verhält sich in Bezug auf ihre Tektonik innerhalb der Schweizer Alpen dem äusseren Kalkgürtel analog. Die grossartigen, nordwärts gerichteten Ueberfaltungen entlang der Contactzone des Aarmassivs sind durchaus nicht die einzigen Zeugen des gegen die Aussenseite des Alpenbogens gerichteten Lateralschubes. Vielmehr gewinnt nach den neueren Untersuchungen von Baltzer die Annahme immer mehr an Wahrscheinlichkeit, dass auch das Aarmassiv selbst ein System von mehreren an einander gepressten, von Wechselflächen durchschnittenen Falten darstellt, die nach Norden überkippt sind, während die innerste verkümmerte Fächerstructur aufweist.

Im Gebiete der französischen Alpen sind, wie die Arbeiten von Lory gelehrt haben, grosse, im Streichen liegende Verwerfungen

[1]) E. Suess, »Das Antlitz der Erde«, II. Bd., p. 132.

für den Bau der Zone des Montblanc und des Briançonnais maassgebend. Da die Ebenen dieser Störungen gegen das Innere der Ketten geneigt sind, so muss man wohl schliessen, dass Aufschiebungen der einzelnen Schollen entlang denselben, soweit solche überhaupt stattgefunden haben, gleichfalls durch eine von der Innenseite des Gebirges gegen aussen wirkende Kraft veranlasst wurden. Eine Bestätigung erfährt diese Anschauung durch die Thatsache, dass die Zone des Briançonnais sich auf der Südostseite des Montblanc-Massivs als eine nach Westen überschobene Falte erwiesen hat.

Auch die innerste Zone der Westalpen, jene des Monte Rosa, zeigt an ihrem Nordsaume mehrfach Ueberfaltungen, die gleichfalls gegen die Convexität des Bogens gerichtet sind. Ja es tritt hier an der Grenze gegen die Zone des Briançonnais vom Kleinen St. Bernhard bis zum Nufenen Pass eine Ueberschiebungslinie von so grosser Länge und Stetigkeit hervor, wie sie selbst in den äusseren Zonen in dieser Hinsicht kaum von einer zweiten übertroffen wird. Andere Beispiele sind die Ueberschiebung von Goglio und jene am Passo di Campolungo. Auf der concaven Innenseite dieser Zone folgt unvermittelt der Einbruch des piemontesischen Senkungsfeldes und am Südostrande der schmale, langgestreckte Graben des Amphibolitzuges von Ivrea. Nur zu dem letzteren wird ein allmäliger Uebergang durch Staffelbrüche hergestellt. Eine Bruchzone, die den halbkreisförmigen Rand des piemontesischen Senkungsfeldes begleiten würde, ist nicht bekannt, ebensowenig kennt man bisher einen sichergestellten Fall von Rückfaltung gegen die Po-Ebene.

So zeigen die Westalpen neben den Karpathen, Apenninen und Appalachien in hervorragender Weise jene Merkmale eines einseitigen Baues, den Suess als bezeichnend für alle grossen Kettengebirge der Erde ansieht. Die Westalpen entsprechen in der That dem Typus eines asymmetrisch gebauten, polygenetischen Gebirges, entstanden durch das Aneinanderdrängen mehrerer einzelner, streifenförmiger Zonen durch eine senkrecht auf das Streichen der letzteren von der Innenseite gegen den Aussenrand des die piemontesische Ebene umgürtenden Alpenbogens wirkende Kraft.

Es ist bereits betont worden, dass bei aller Verschiedenheit der geologischen Entwicklungsgeschichte der Ost- und Westalpen doch die Perioden der Aufrichtung beider Gebirge durch faltende Bewegungen beiläufig in die gleichen Epochen fallen, wenn auch beispielsweise in der nördlichen Triaszone der Ostalpen eine Stufe der unteren Kreide noch an der cretacischen Faltung theilgenommen hat, die in der Mittel- und Westschweiz bereits der discordant aufgelagerten Serie angehört. Soweit die Westalpen mit den Ostalpen in Berührung treten, stehen ihnen innerhalb der letzteren auch in gleichem Sinne bewegte Faltenzüge gegenüber. Wo beide Gebirgsbogen sich schräge aneinander legen, blicken die Falten des Rhätikon und des Adula-Systems ebenso nach Westen, Nordwesten und Norden, wie die entsprechenden Faltenstücke innerhalb der Westalpen selbst.

Diese Uebereinstimmung in der Structur erstreckt sich nicht auf die südliche Kalkzone der Ostalpen. Es liegt nahe, in der letzteren ein tektonisches Aequivalent der Zone des Monte Rosa zu vermuthen, allein die Thatsachen widersprechen einer solchen Annahme auf das Entschiedenste. Vergebens wird man in der Zone des Monte Rosa nach einer ausgedehnten Bruchregion suchen, wie sie uns innerhalb der ostalpinen Triaszone in der Kalktafel der Luganer und Bergamasker Alpen oder dem südtirolischen Hochland mit seiner östlichen Fortsetzung bis in die Julischen Alpen entgegentritt. Ebensowenig finden die der adriatischen Senkung zugekehrten Falten und aus diesen hervorgegangenen Wechselflächen im Etschbuchtgebirge und im Süden der Val Sugana-Linie an der Innenseite des westalpinen Bogens ein Gegenstück.

Eine Antwort auf die Frage, in welcher Weise die Tektonik der südlichen Kalkzone mit der Hypothese des einseitigen Baues der Alpen in Einklang zu bringen sei, fällt nicht in den Rahmen dieses Buches. Auch liegt es mir ferne, die in der Einleitung zu diesen Untersuchungen gestellte Aufgabe zu erweitern und etwa im Anschlusse an die hier mitgetheilten Erfahrungen über die Structur der Westalpen eine Erklärung der den Mechanismus der Gebirgsbildung zu Grunde liegenden Kraft zu versuchen.

Wer über das wahre Wesen der letzteren in unserer reichen Literatur Belehrung suchen wollte, würde zu der Ueberzeugung gelangen, dass wir von einer klaren Einsicht in dasselbe noch weit entfernt sind. Es mag schon als ein Gewinn gelten, wenn gefunden wird, dass die vorliegenden Darstellungen manche irrige Anschauung, die über die Beziehungen der beiden grossen Hauptabschnitte des Alpengebirges zu einander bisher verbreitet war, beseitigt und für eine richtigere Beurtheilung jener tektonischen Probleme Platz geschaffen haben, deren Lösung der Zukunft vorbehalten bleibt.

Zusätze und Berichtigungen.

S. 13. In den Liasschiefern an der Grenze der Zone des Montblanc und des Briançonnais hat KILIAN kürzlich bei Dorgentil (südlich von Moûtiers) eine Korallenkalkfacies des Lias entdeckt, die er als ein Analogon zu den Hierlatz-Schichten der Ostalpen bezeichnet. (Compte-Rendu sommaire des séances de la soc. géol. de France, 15 Déc. 1890, p. 3).

S. 14. Bezüglich der stratigraphischen Stellung des Calcaire du Briançonnais vergl. auch S. 186, wo die neuesten Beobachtungen von KILIAN (Comptes-Rendus Acad. scienc., 5 Janvier 1891) verwerthet erscheinen.

S. 18. Auch in dem französischen Antheil der Zone des Briançonnais ist durch KILIAN (l. c.) kürzlich an mehreren Localitäten eine Vertretung des Perm nachgewiesen worden. KILIAN rechnet zu demselben Besimauditgesteine (Vallée Étroite, Thabor, Plan de Phazy bei Guillestre), bunte Sandsteine und Thonschiefer (Plan de l'Achat, les Mottes, Massiv der Rochilles, Grand Galibier, l'Argentière, Moûtiers) und Sernifit (Verrucano) -ähnliche Conglomerate (l'Argentière, Champ-Didier). Alle diese Bildungen liegen zwischen dem Carbon oder den Kalkphylliten und den Quarziten der unteren Trias und können daher als beiläufige Aequivalente des Perm angesehen werden.

S. 19. Neuere Mittheilungen über die Structur der Kette des Mont Thabor sind soeben von W. KILIAN (Compte-Rendu sommaire des séances de la soc. géol. de France, 2 Février 1891, p. 9) veröffentlicht worden. An dem Aufbau derselben nehmen folgende Schichtglieder Antheil: 1. Anthracit-Sandsteine (Col de la Vallée Étroite), 2. grüne, feldspathführende Phyllite des Perm (Besimaudite).

3. triassische Quarzite, 4. eine schmale Bank von Gypsen und Rauchwacken, 5. dolomitische, fossilführende Kalke, die den Gipfel des Mont Thabor zusammensetzen. Die letzteren werden von Portis, Pioltı und Virgilio auf Grund von Abdrücken von *Cylindrites* für Kreide gehalten. Kilian ist jedoch der Ansicht, dass weder die petrographische Beschaffenheit, noch die Lagerungsverhältnisse eine Trennung von den Triaskalken der Umgebung rechtfertigen würden.

Ein aus der Umgebung des Col de la Tempête im SO. des Mont Thabor stammendes Exemplar von *Aegoceras* sp. berechtigt zu der Annahme, dass den Triasdolomiten des Mont Thabor noch local liassische Sedimente eingefaltet seien.

S. **48.** Zeile 2 von oben lies Faille de Pillon statt Faille du Pillon.

S. **80.** In einem soeben erschienenen Aufsatze (»Ueber die Glarner Doppelfalte«, Separatabdruck aus den Verhandlungen der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in Davos, 1890) schliesst sich auch Professor A. Penck der Deutung der Lagerungsverhältnisse in den Glarner Alpen im Sinne von Escher und Heim an.

S. **104.** Zeile 9 von oben lies Calcare di Villanova statt Calcare die Villanova.

Index.

(Sehr häufig wiederkehrende Namen, z. B. von Formationen oder Gebirgsgruppen, werden in diesem Index nicht erwähnt, oder es wird nur auf diejenige Stelle verwiesen, wo dieselben ausführlicher besprochen erscheinen.)

A.

Aarmassiv 90, 92, 97, 170, 192, 220.
» Contactzone des 69, 70.
Adamello 144, 147, 177.
Adula-Massiv 128, 130, 162.
Adula-System 2, 5, 130, 133, 151, 153, 154, 159, 162, 163, 176, 219.
Aeussere Kalkkette der Urschweiz 60, 62, 174, 188.
Aiguilles d'Arves 14, 216.
» Rouges 36, 37, 38, 39, 170, 174, 191, 203.
Ailefroide 11.
Ain 45, 172.
Ajoux 38, 208.
Alagna 113.
Albareda 153.
Albigna—Disgrazia-Gruppe 152, 153.
Albula Pass 149, 150.
Allée Blanche 36.
Allos 28.
Alpila-Scholle 156.
Alvier 79.
Amden, Mulde von 63, 76.
Ammonites Parkinsonii 70.
Amphibolitzug von Ivrea siehe Ivrea.
Andorno 135, 138, 175.
Annecy 41.
Annes 41, 216.
Anthracitformation 10, 12, 22, 23, 29, 35, 38.
Antigorio-Gneiss 113, 116, 120, 122, 169.
Antiklinale der Molasse 43, 49, 178, 223.
Aostathal 34.
Apennin 31, 180.
Apenninit 23.
Aravis, Chaîne des 41.
Arbedo 137, 154.
Arolla-Gneiss 112, 120, 122.
Arona 135.
Arosa-Gruppe 150, 157, 158, 162, 163.
» -Weisshorn 157.
Arpil 224.
Arpille 65, 170.
Arvigrat 73.
Aubrig 61, 175.
Avegno 142.
Averser Thal 159, 161.
» Weissberg 159, 160.
Avicula contorta 10, 13, 29, 55, 59, 191.
Avisio-Vulcane 177.

B.

Bachalp 90.
Baltschiederthal 91.
Banon 30.
Barles 29, 201.

Basodino 119, 122.
Bauges 41, 174.
Beatenberg 213.
Beausset 30.
Bedretto-Mulde siehe Val Bedretto.
Belledonne 10, 170, 191, 221, 222.
Bellinzona 137, 143.
Bergell 153, 154, 176.
Bérisal 102.
Bernhardin 132, 136, 149, 161.
Bernina-Gruppe 148, 153, 218.
» -Massiv 148, 151, 152, 176.
» Zone der 148, 176.
Berra 54.
Besançon 173.
Besimaudit 17, 23, 36, 39, 101, 158, 160, 193, 232.
Biasca 131, 179.
Bietschhorn 92.
Bietschthal 91.
Bifertengrätli 93, 192, 202.
Binnenthal 102, 104, 119.
Blayeul 28.
Blinnenhorn 102.
Blümlisalp 68.
Böhmische Masse 182, 207, 209.
Bösenstein 206.
Bolgenberg 56.
Bondione 147.
Bornes 44, 174.
Bosco 124.
Bourget, Lac de 45, 172.
Bozen, Porphyr von 198.
Brêche de Chablais 56.
Bregenzerwald 84, 156, 178.
Brenner 196.
Briançonnais, Calcaire du 13, 146, 171, 186, 219, 232.
» Zone des 12, 23, 25, 31, 36, 47, 91, 95, 100, 170, 216, 232.
Brienzergrat 58, 73.
Brigelserhörner 95.
Brione 129.
Brisen 58, 73.
Brünig Pass 73.
Buchberg 207, 209.
Bündner Schiefer 106, 107, 108.
Bürgenstock 60, 61.
Bützistöckli 82.
Buochserhorn 58.

C.

Caire 28, 31, 172.
Calanda 95.
Calcaire du Briançonnais siehe Briançonnais.
Calcare di Villanova siehe Villanova.
Camoghé 136.
Campo la Torba 127.
Canisfluh 84, 85, 86.
Carcoforo 114, 115.
Carnische Alpen 199, 200.
Castagnabanca 24.
Castione 136, 137, 138, 139.
Cercino 152.
Chaberton 18, 19, 216.
Chablais, Zone des 40, 47, 52, 63, 174, 213, 223.
Chaîne de l'Épine 45.
» de Ste. Beaume 30, 81.
Chaînes alpines 9, 27.
» extérieures 42, 53.
» intérieures 42.
» subalpines 7, 27, 40, 47.
Chambéry 44, 45, 173.
Chamonix 38, 39.
Cheiron 28.
Chiavenna 152, 153.
Chippis 102.
Churfirsten 77, 78, 79.
Cima da Flex 158.
» del Caplet 25.
» della Besimauda 23, 25.
» del Zucchero 115.
» di Mercantour 26.
» di Tresculmine 132.

Claro 130, 131, 136, 143, 179.
Codera 152.
Col Becchei 210.
» d'Aussoir 21.
» de Balme 203.
» de Forclaz 39.
» de la Croix haute 27.
» de la Séréna 101, 102.
» de Pillon 55, 67.
» de Pouriac 28.
» des Encombres 13.
» des Fours 39, 191.
» de Voza 39.
» di Tenda 26, 171.
» Ferret 101.
Colle d'Eigua 114.
Colmars 28.
Comer See 145, 146, 151.
Comologno 124, 142.
Contactzone des Aarmassivs siehe Aarmassiv.
Corbières 30.
Corno Bianco 113.
Corsica 181.
Cosmoceras scissum 191.
Cottische Alpen 16, 20, 32, 33, 168, 193.
Courmayeur 36.
Coursegoules 28.
Crammont 36.
Crana 129, 142.
Cran de retour 57.
Craveggia 141.
Cresciano 131.
Cretacische Faltungsphase 209.
Crevola 116.
Crodo 117.

D.

Dauphiné, Gürtel des 9.
» Kalkzone des 8, 27, 40, 47, 64, 172, 224.
Davoser Landwasser 157, 160.
Dent Blanche 112.
Dent de Morcles 65, 174, 191, 204, 205.
» de Ruth 54.
» du Chat 45.
» du Midi 42, 64.
Devero-Schiefer 116, 120.
Dévoluy 215.
Diablerets 67.
Digne 27, 28.
Diois 27.
Dioritzug von Carcoforo 114, 115.
Diploporenkalke 19, 36, 218.
Discordanzen 188, 214.
Disgrazia-Gruppe 152, 153.
Dôle 173, 182, 205.
Dombes 28.
Domo d'Ossola 114.
Dransethäler 101.
Dreischwestern-Scholle 156.
Drusenfluh 157, 165.

E.

Einshorn 159, 162.
Elba 181.
Elmihorn 119.
Embrunais 14, 27, 215, 220.
Encrinus liliiformis 24.
Endkopf 195.
Eocänzone der Glarner Alpen 83, 220.
Equisetum columnare 58.
Esparron 31, 172, 224.
Esterel 28, 181.
Estheria minuta 24.
Etschbucht 175, 177, 210.
Exotische Blöcke 55, 56.
Eyscholl 102.

F.

Fächerstructur 170.
Fähneren 86.
Faille de Pillon 55, 67, 72, 233.
Failles 8, 11, 12, 20.
Faldun-Rothhorn 90.
Faulhörner 157.

Faulhorn 74.
Ferden-Rothhorn 90.
Feuerstädtwelle 84.
Fichtelgebirge 205.
Finero 179.
Fluhberg 61, 73.
Flyschmulde des Simmenthales 54, 63.
» von Unterwalden 58, 61, 64.
Flyschzone der Ostalpen 87, 88, 165, 209.
Folly 101.
Fontana 104.
Französisches Centralplateau 182, 183, 205, 222.
Freiburger Alpen 53, 63, 174.
Frohnalpstock 61, 73.
Fundamentalgneiss 16.
Fundey 157.

G.

Gäbris 50.
Ganterist 54.
Gargellenthal 157, 165.
Gastlosen 54.
Gauerthal 157, 165.
Gebirgszonen 5.
Ghirone 106, 107.
Giebelegg 49.
Giswylerstöcke 58, 216.
Giubiasco 137, 138.
Glärnisch 74, 76.
Glarner Doppelfalte 75, 80, 95, 233.
Gmundner See 89.
Gnosca 143.
Goglio 117, 118, 127, 129, 146.
Gondo 116.
Gonfaron 30.
Gorvion-Scholle 156.
Gosau-Schichten 82, 165, 209, 210, 211.
Gotthard-Massiv 95, 98, 170.
Graisivaudan 8, 40.
Grand Combin 101, 111, 112, 168.
Grande Chartreuse 8, 46, 172.
Grandes Rousses 10, 170, 221, 222.
Gran Paradiso 20, 34, 168.
Graubünden, Trias von 149, 194, 204.
Gravedona 151.
Greina Pass 95, 159, 170.
Grès singulier 39, 191.
Grigna-Gebirge 147.
Grüne Gesteine 16, 23, 32.
Gryphaea cymbium 104, 107.
Guggernüll 159, 162.
Guillestre 13, 232.
Gulmen 63, 76.
Gummfluh 54.
Guttannen 94.
Gyroporella aequalis 19.
» *annulata* 24.
» *curvata* 19.
» *pauciforata* 19.
» *vesiculifera* 24.

H.

Habkern 57.
Harpoceras Murchisonae 191.
Harz 205.
Hauchenberg 50, 175.
Helsenhorn 119.
Helvetische Kreide 165.
Helvetischer Jura 164, 165.
Hierlatz-Schichten 189.
Hindelang 56, 87.
Hochälpele 85.
Hochducan 158.
Hochfluh 60.
Hochgant 60.
Hohenems 85.
Hohenwarth 206.

I.

Ilanz 99, 106.
Imst 165.
Intragna 179.
Ivrea 135, 138, 179.
» Amphibolitzug von 114, 135, 138, 139, 141, 142, 143, 146, 151, 152, 169, 176, 219.

J.

Joch Pass 73, 75.
Jorat 49.
Judicarien-Linie 144, 146, 175, 177.
Juragebirge 45, 46, 172, 173, 182.

K.

Kärpfgebiet 82.
Kalkalpen der Urschweiz 73.
Kalkberg 163, 164.
Kalkkeile des Berner Oberlandes 69, 71.
Kalkstöckli 82.
Kalkzone der Schweizer Alpen 69, 174.
Kamor 77.
Kanderthal 72.
Karawanken 200.
Karwendel-Gebirge 210.
Kerenzenberg 62.
Kesselspitze 109.
Keuperbecken des Vierwaldstätter Sees 58, 215.
Klausen Pass 73.
Klaus-Schichten 189.
Kleiner St. Bernhard 35, 171.
Klippen 55, 62, 63, 175, 188, 213, 214, 215.
Klosters 157, 160.
Köpfenstock 61.
Kreide des Chaberton 18.

L.

Lago di Mezzola 151.
» Maggiore 134, 139, 140.
La Grave 11, 150.
La Mure siehe Mure.
Lavertezzo 129, 142.
Lebendun Pass 119.
Lenzerhaide 158.
Les Mées 225.
Lessinische Alpen 211.
Lessolo 135, 179.
Lignite von Pitten 52, 223.
Ligurische Alpen 23, 180, 194.
Lima costata 19.
Livigno-Alpen 148, 150, 176.
Lobspitze 85, 155.
Locarno 139, 143, 179.
Lochsitenkalk 81.
Lötschen Pass 68, 90, 174.
Lons-le-Saunier 173.
Losone 141.
Lückenhaftigkeit der alpinen Sedimente 189.
Lüner Schichten 160.
Lugano 137, 198.
» Porphyre von 145.
Lukmanier 104.
Lungern See 73.
Lungnetz 99, 106, 170, 179.

M.

Maggia 129, 142.
Maira-Massiv 153, 176.
Malenco-Gesteine 152.
Mallone 135.
Manno 138, 145, 198.
Mariazell 207, 209.
Marnes irrisés 10, 191.
Matengo 128, 129.
Matterhorn 113.
Mauls 197.
Maurienne 14, 170.
Medelser Gebirge 98.
Mégève 10, 39, 40, 170, 191.
Meiggengrat 90, 91, 192.
Meije 11, 12, 222.
Melanite Schists 108.
Menarola 153.
Mergoscia 142, 143.
Miesbach 52.
Miocäne Faltungsphase 218.
Miocän im Donaugebiete 52.
Mischabelhörner 111, 120, 123, 168.
Molassezone 41, 43, 48, 173, 175, 223.
Molenobach 129.
Moléson 54.
Mongioje 23, 24, 25.

Montagne de la Balme 44.
» de Lure 30, 182, 224.
Montagnes de Lans 8, 27, 224.
» de l'Audibergue 28.
» de Royans 8, 27, 46, 173, 182, 224.
» des Maures 30, 181.
» de Vercors 8, 27, 182, 224.
Mont Ambin 21.
Montaud 46.
Montblanc 3, 36, 37, 38, 170.
» Zone des 10, 47, 95, 169, 190, 220, 221, 222.
Mont Brisé 36, 103.
» Catogne 40.
» Cenis 21, 22.
» Chaberton siehe Chaberton.
» Chétif 36.
» Cray 54.
» de Lans 11, 190.
Monte Ceneri 136, 137, 144.
» Cistella 119.
» di Sobrio 125, 129, 130, 177, 220.
» Gredone 141.
» Leone 116, 119, 120, 122.
Montélimar 225.
Monte Menta 115.
» Motterone 135, 140.
» Orfano 135, 140.
» Piottino 125, 127.
» Rosa 20, 110, 120, 123, 168.
» » Zone des 20, 47, 168, 185, 193, 202, 219.
» Simano siehe Simano.
Mont Genèvre 16.
» Gibloux 49.
» Pourri 20, 34, 168, 186, 193.
» Tournier 46.
» Ventoux 31.
Monviso 16, 32.
Morbegno 144.
Münsterthaler Alpen 148.
Mürtschenstock 76.
Mure 14, 29, 202.
Muttekopf 165.
Myacites fassaensis 24.
Myophoria 19.
Mythen 58, 59.

N.

Nara Pass siehe Passo di Nara.
Natica 19.
Nesselwang 51, 87, 179.
Neumarkt 199.
Niedere Berner Alpen 72.
Niesen 54.
Niremont 54.
Nördliche Kalkzone der Ostalpen 86, 176, 209.
Novate 152.
Nufelgiu Pass 119.
Nufenen Pass 95, 96, 102, 104, 170.

O.

Oberalp Pass 96.
Oberhalbstein 107, 130, 159, 160, 176.
Oberhalbsteiner Alpen 149, 150, 160, 162, 163.
Oberseethal 63, 74, 76.
Ober-Toggenburg, Mulde von 63, 76.
Oeschinengrat 72.
Ofenhorn 119.
Oisans-Massiv siehe Pelvoux-Massiv.
Opalinus-Schichten 66, 79.
Orta 140, 175.
Ortler 148, 149, 176.
Osogna 131.
Outre-Rhône 65, 191.

P.

Pallanzeno 115.
Parpaner Rothhorn 157, 159.
Pas de Cheville 67.
Passo della Forcola 153, 154, 176.
» di Campolungo 126, 146.
» di Coca 147.

Passo di Nara 128, 129.
» San Jorio 151.
» San Marco 147.
Pelvoux-Massiv 10, 27, 150, 170, 172, 221, 222.
Permische Faltungsphase 190.
Pestarena 114.
Petit Cœur 15.
Pfäffikon 50.
Phragmotheutis bisinuata 24.
Pianazzo 161, 163.
Piemontesisches Senkungsfeld 32, 34, 168, 180, 225.
Piemont, Gürtel des 15, 168.
Pierre à voir 100, 101.
Pilatus 60, 61, 175, 211.
Piora Pass 95.
Pitten, Lignite von 52, 223.
Piz Alv 149, 150, 159, 160.
» Beverin 110, 157, 160.
» Campo Tenccia 125, 127, 129.
» Curvèr 159, 160, 194.
» d'Aëla 158, 160.
» d'Err 150, 158, 176.
» Julier 150.
» Lat 195.
» Mundaun 98, 107.
» Ot 150, 176.
» Platta 158.
» Riein 110.
» St. Michel 158, 160.
» Terri 105, 179.
» Toissa 160, 194.
Pizzo Campello 128, 154.
» d'Aurona 116.
» di Claro 131.
» di Curciusa 132.
» di Moccia 132.
» di Molare 128.
» di Padion 154.
» di Quadro 132.
» di Settaggiolo 154.
» di Stabiucco 154.
Pizzo di Termine 131.
» Lucomagno 128, 130, 177, 220.
» Pioda 124.
» Piombi 154.
» Stella 154, 159.
» Tambo 154, 159, 161.
Pléiades 54.
Po-Ebene 32, 134, 135, 146, 168, 226.
Pointe de l'Échelle 21.
Poncione di Vespero siehe Vespero.
Ponte Grande 114.
Prättigau 78, 79, 83, 110, 155, 157, 158, 162, 176, 220.
Pragel Pass 73.
Préalpes 42.
Provençalische Gebirge 30, 181, 224.
Pyrenäen 182, 217.

Q.

Quartenschiefer 195.
Quarzphyllit-Gruppe 121.

R.

Räderten 62, 73.
Ralligstöcke 57, 60.
Rautispitz 61, 74.
Rencurel 46, 172, 173.
Reposoir, Chaîne du 41.
Resti-Rothhorn 90.
Rhätikon 83, 85, 150, 155, 162, 195.
Rheinwaldhorn 131.
Rhônethal 54, 225.
Riddes 100.
Riftord 11, 191.
Rigi 51.
Rima 114.
Rimasco 115.
Rocca del'Abisso 26.
» di Cavour 32.
Rocheray 10, 170.
Röthi-Dolomit 195.
Rofla-Gneiss 160.
Rosenlauithal 75.

Royans siehe Montagnes de Royans.
Rubli 54.
Ruitor 34.

S.

Säls 78.
Säntisketten 62, 76, 212.
Safienthal 160, 179.
Salentin 65.
Salève 43, 175.
Salvan 65, 93.
Salzkammergut 210.
San Bernardino 132, 136, 149, 161.
Sandsteinzone siehe Flyschzone.
Sarnico 147.
Sass Pell 151.
Saxon 100.
Schächenthal 75.
Schafmatt 60.
Schistes lustrés 13, 21, 103, 104, 110.
Schlossberge 74, 192.
Schnepfau 86.
Schrattenfluh 60.
Schuppenstructur 156, 160.
Schwarzhorn 74.
Schwazer Kalk 195, 196.
Schynschlucht 107, 109, 157.
Scopi 96, 104.
Seckauer Alpen 207.
Seealpen 26, 170, 201.
» Gürtel der 29, 172, 224.
Seegebirge 135, 136, 139, 175.
Seelisberg 73.
Seethaler Alpen 206.
Seezthal 79, 83, 220.
Segna 142.
Serre 173, 182, 205.
Sesia-Gneiss 113, 115, 120, 122, 141.
Sichelkamm 78.
Sigmoide am Rhein 85, 178.
Silvretta-Massiv 85, 148, 155, 176.
» Zone der 148, 176.
Simano 131, 162.
Simplon 33, 116, 169.
Soazza 154, 162.
Sonthofen 87.
Spannörter 70, 192.
Speer 51.
Spielgärten 54.
Spiez 55, 59.
Spitzmeilen 79, 82.
Splügen 107, 109, 132, 161.
St. Barthélémy 215.
St. Bonnet 27, 221.
Ste. Beaume, Chaîne de 30, 81.
St. Geniez 31, 172, 224.
Stanserhorn 58.
Stätzerhorn 157.
Stauungsbrüche der nordöstlichen Kalkalpen 209.
Steinacher Joch 194.
Stockhorn 54.
Storegg Pass 73.
Strona-Gneiss 140, 144, 175.
Stubaier Alpen 108, 196, 218.
Südliche Kalkzone der Ostalpen 136, 146, 175, 198, 210, 230.
Südtirolisches Hochland 198, 210.
Sulzfluh 165.
Surenen Pass 73, 75.
Suretta-Kette 159, 160, 161.

T.

Tagliaferro 114.
Tanninges 56, 87.
Tarasp 195.
Tarentaise 13, 14, 15, 170, 202.
Tessiner Massiv 124, 129, 168, 177, 220.
Tessinthal 131.
Thuner See 57.
Tinzenhorn 158.
Titlis 74.
Toedi 71, 93.
Tofana 188.
Toggenburg siehe Ober-Toggenburg.
Torrenthorn 90.

Tour d'Ay 54.
Traunstein 89.
Traunthal 88.
Tregiovo 199.
Trias am Südabhang des Montblanc 36.
» am Vierwaldstätter See 59.
» im Dauphiné 10, 11, 29.
» in den Freiburger Alpen 55.
» in Graubünden siehe Graubünden.
» in Piemont 17, 19, 164, 186.
Triaszonen der Ostalpen siehe Nördliche und Südliche Kalkzone der Ostalpen.
Turin 135, 181.
Turtman 102.

U.

Ultenthal 144.
Unter-Engadin 107, 148, 176, 195, 218.
Urseren-Mulde 96, 171.

V.

Vättis 94.
Val Antabbia 117.
» Anzasca 114, 115, 120.
» Bavona 118, 124.
» Bedretto 95, 97, 102, 104, 105, 127, 170.
» Blegno 5, 95, 124, 128, 130, 159, 160, 176, 179.
» Brembana 147.
» Calanca 131, 154, 160.
» Campra 105.
» Centovalli 141.
» Challant 114.
» Cherasca 117.
» Cramosina 129.
» del Bitto 144.
» di Lei 160.
» di Sambucco 127.
» di Vedro 123.
» Emet 160.
» Ferret 39, 40, 100, 101, 103, 170.
» Formazza 102.
Val Frisal 94.
» Lavizzara 127.
Valle Antrona 114, 115, 120.
» di Bognanco 114, 115, 122.
Vallée Étroite 14, 232.
Valle Morobbia 137, 151.
» San Giacomo 159.
Val Leventina 125, 126, 127.
» Maggia 124, 125, 141.
» Malvaglia 131, 162.
» Mesocco 132, 152, 159, 160, 176.
» Negrone 23.
» Onsernone 123.
Vallorsine 38.
Val Piora 104, 170.
» Rusein 94.
Valser Rhein 105, 159.
Val Sabbia 146.
» Sesia 113, 114, 115, 135.
» Strona 139.
» Sugana-Linie 146, 210.
» Tournanche 113.
» Trompia 145, 146, 199.
» Verzasca 129, 143.
» Vigezzo 115.
Vanescha Alp 104, 107.
Vanil Noir 54.
Vanoise 20, 21, 34, 146, 168, 186, 193.
Variscische Gebirgsketten 205, 221.
Vaumuse 224.
Veltlin, Zone des 136, 144, 175.
Vercors siehe Montagnes de Vercors.
Vespero 122, 127.
Villanova, Calcare di 17, 36, 104, 233.
Ville Vallouise 9, 27, 216.
Villgrattner Gebirge 197, 218.
Vinadio 26, 216.
Vitgira Alp 96, 104.
Vitznauer Stock 60.
Vizille 191.
Vogogna 115, 179.
Voirons 43, 57.
Vorarlberger Kreide 84, 155.

Voreppe 45, 46, 172, 173.
Vuargny 214.

W.

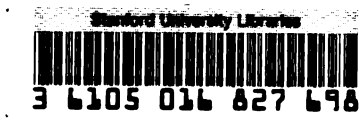
Waadtländer Alpen 53, 63, 66, 174, 212, 215.
Wackengneisse 121.
Walen-See 76, 77, 78, 79.
Wallis, Gürtel des 20, 168.
Wandfluhhorn 124.
Wasenhorn 116.
Weilberg 52.
Wertach 51.
Wildhorn-Gruppe 66.
Wildkirchli 76.
Windgällen-Kette 71, 74, 94.
Windischgarsten 207, 209.

Z.

Zetten-Alp 59, 60.
Zimba-Scholle 156.
Zonen siehe Gebirgszonen.

381ST
5044
005-00 GBC

Branner Earth Sciences



DATE DUE			

STANFORD UNIVERSITY LIBRARIES
STANFORD, CALIFORNIA 94305-6004

GAYLORD